



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



Luiz Filipe Rodrigues Viana

ANÁLISE DO CONTROLE ESTRUTURAL DA PAISAGEM
NAS IMEDIAÇÕES DA ENSEADA SANTA MARTA, ILHA
JAMES ROSS (PENÍNSULA ANTÁRTICA)

MONOGRAFIA nº 563

OURO PRETO
Agosto 2025

LUIZ FILIPE RODRIGUES VIANA

**ANÁLISE DO CONTROLE ESTRUTURAL DA PAISAGEM
NAS IMEDIAÇÕES DA ENSEADA SANTA MARTA, ILHA
JAMES ROSS (PENÍNSULA ANTÁRTICA).**

Monografia do Projeto Final de Curso
apresentada ao Departamento de Geologia da
Escola de MINAS da Universidade Federal de
Ouro Preto como requisito parcial para
avaliação da disciplina Projeto Final de Curso
II – GEO144, 2025/2

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

Coorientador: Prof. Dr. André Danderfer Filho

Ouro Preto

2025



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Luiz Filipe Rodrigues Viana

Análise do controle estrutural da paisagem nas imediações da Enseada Santa Marta, Ilha James Ross (Península Antártica)

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 05 de setembro de 2025

Membros da banca

Doutor - Cláudio Eduardo Lana - Orientador - Universidade Federal de Ouro Preto
Doutor - Luiz Henrique Cardoso - Universidade Federal de Ouro Preto
Doutora - Marcela Lopes Zanon - Universidade Federal de Ouro Preto

Cláudio Eduardo Lana, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 08/09/2025



Documento assinado eletronicamente por **Claudio Eduardo Lana, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 08/09/2025, às 15:18, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0974985** e o código CRC **A4D95578**.

RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise do controle estrutural da paisagem nas imediações da Enseada Santa Marta, localizada na Ilha James Ross, Península Antártica, com o objetivo de estabelecer possíveis relações entre os lineamentos regionais e o processo evolutivo da sub-bacia local. A metodologia adotada inclui análise de imagens de satélite, modelos geológicos 2D, dados estruturais de campo e estudo microscópico de amostras de rochas. A interpretação conjunta desses dados permitiu a apresentação de três hipóteses para o surgimento das fraturas observadas na área, sendo a mais provável, baseada na análise dos vetores principais de tensão, na direção geral dos lineamentos observados em imagens de satélite e nos estudos geofísicos da área, a de que sua origem esteja relacionada às estruturas herdadas do processo de rifting de Gondwana. Entretanto ressalta-se a necessidade de mais estudos para confirmar as hipóteses apresentadas.

Palavras-chave: Controle estrutural, lineamentos regionais, rifting de Gondwana, fraturas, vetores de tensão principal, geologia estrutural, geomorfologia.

ABSTRACT

This study presents an analysis of the structural control of the landscape in the vicinity of Santa Marta Cove, located on James Ross Island, Antarctic Peninsula, with the aim of establishing possible relationships between regional lineaments and the evolutionary processes of the local sub-basin. The adopted methodology includes the analysis of satellite imagery, 2D geological models, structural field data, and microscopic examination of rock samples. The integrated interpretation of these data led to the proposal of three hypotheses regarding the origin of the fractures observed in the area. The most likely hypothesis based on the analysis of principal stress vectors, the general orientation of lineaments observed in satellite images, and geophysical studies of the region is that their origin is related to inherited structures from the Gondwana rifting process. However, further studies are necessary to confirm the proposed hypotheses.

Keywords: Structural control, regional lineaments, Gondwana rifting, fractures, principal stress vectors, structural geology, geomorphology.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da Ilha James Ross em relação ao continente e detalhe de localização da Península Ulu.	13
Figura 2 - Superfície topográfica da ilha James Ross, porção nortedeste da Península Ulu (exagero vertical de 2x, escala em metros); (A) vista de topo. (B) vista em perspectiva.	14
Figura 3 - Mapa de localização dos pontos visitados.....	16
Figura 4 - Mapa da Península Antártica mostrando os limites da Bacia Larsen e Sub-bacia James Ross.	22
Figura 5 - Coluna estratigráfica da Bacia Larsen.....	24
Figura 6 - Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross.....	25
Figura 7 - Sequência estratigráfica geral do Grupo de Ilhas James Ross baseada em observações de campo na porção oeste das ilhas James Ross e Seymour.....	26
Figura 8 - Perfis colunares sintéticos contendo as principais características litológicas e conteúdo fossilífero por níveis dos membros Alfa (A), Beta (B) e Gama (C) da Formação Santa Marta.....	31
Figura 9 - Fases do vulcanismo do Grupo Vulcânico James Ross.....	35
Figura 10 - Seção estrutural simplificada da Península Ulu, Ilha James Ross.....	38
Figura 11 - Localização do perfil sísmico.....	39
Figura 12 - Seção sísmica interpretada apresentando a correlação estratigráfica com as formações geológicas descritas em superfície.....	40
Figura 13 - Modelo tectônico estrutural proposto por Keller <i>et al.</i> (1990).....	41
Figura 14 - Interpretação das zonas magnéticas obtidas nos estudos de Ghidella <i>et al.</i> (2013).....	45
Figura 15 - Mapa de movimentação das placas tectônicas no Oeste da Antártica.....	47
Figura 16 - Brecha Hialoclástica.....	50
Figura 17 - Local de coleta das amostras P1 no ponto P1.....	50
Figura 18 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas gerais dos piroclastos. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	51
Figura 19 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas gerais da matriz da brecha. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	51

Figura 20 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas do carbonato. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	52
Figura 21 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas da olivina que compõe os piroclastos. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.....	53
Figura 22 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas da olivina da matriz da brecha. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP	53
Figura 23 - Basalto	54
Figura 24 – Local de coleta das amostras P9 no ponto P9	54
Figura 25 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas gerais da amostra. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	55
Figura 26 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da olivina. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	56
Figura 27 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da honblenda. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	56
Figura 28 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas do plagioclásio. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	57
Figura 29 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da glauconita. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	58
Figura 30 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas geral da amostra. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	58
Figura 31 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas do quartzo. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	59

Figura 32 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de plagioclásio. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	59
Figura 33 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de hornblenda. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	60
Figura 34 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de hornblenda. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) pode-se observar a lâmina em LP.	60
Figura 35 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de biotita. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	61
Figura 36 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de olivina. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.	62
Figura 37 - Mapa geológico estrutural da área.....	64
Figura 38 - Diagrama de rosetas apresentando a distribuição dos planos de fratura medidos na área de estudo e estereograma dos polos desses planos de fratura agrupados em famílias.	65
Figura 39 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos de fratura observados nas escórias	66
Figura 40 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas escórias	67
Figura 41- Estereogramas das estruturas e diagrama de roseta dos planos de fratura observados nos arenitos e tufitos	68
Figura 42 - Estereograma utilizado para calcular os vetores de tensão nos arenitos e tufitos.....	69
Figura 43 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nas rochas intrusivas	70
Figura 44 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas rochas intrusivas	71
Figura 45 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nos basaltos....	72
Figura 46 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nos basaltos	73
Figura 47 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nas brechas hialoclásticas	74
Figura 48 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas brechas hialoclásticas....	76

Figura 49 – Orientação de vários tipos de fratura em relação aos esforços principais.....	77
Figura 50 – Relações entre a orientação dos vetores de tensão principais e os regimes tectônicos.....	77
Figura 51 - Estereogramas dos vetores de tensão observados na área	78
Figura 52 - Estereograma dos vetores de tensão principal médios	79
Figura 53 - Estereograma apresentando o plano de falha no ponto P1	79
Figura 54 - Estereograma representando as famílias de fraturas no ponto P1	80
Figura 55 - Estereograma apresentando as famílias de fratura no ponto P9	80
Figura 56 - Estereograma apresentando a atitude do contato da intrusão mais jovem com as rochas encaixantes	81
Figura 57 – Falha lítrica em arenito.....	81
Figura 58 - Mapa apresentando os grandes lineamentos regionais	82
Figura 59 - Superfície topográfica da Península Ulu. Em destaque estão altos topográficos com alinhamento NE-SW e NW-SE	83
Figura 60 - Mapa de lineamentos inferidos na área de estudo	84

ÍNDICE DE TABELAS E QUADROS

Tabela 1 - Descrição dos pontos visitados (*ponto onde foi coletada amostra de rocha analisada ao microscópio).....	17
Tabela 2 - Estruturas encontradas nas Escórias.....	65
Tabela 3 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas escórias e vetores de tensão associados.....	66
Tabela 4 - Estruturas encontradas nos Arenitos e Tufitos	67
Tabela 5 - Atitude do par conjugado de fraturas nos arenitos/tufitos e vetores de tensão associados. .	68
Tabela 6 - Estruturas observadas nas rochas intrusivas	69
Tabela 7 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas rochas intrusivas e vetores de tensão associados.	70
Tabela 8 - Estruturas observadas nos basaltos	71
Tabela 9 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nos basaltos e vetores de tensão associados	72
Tabela 10 - Estruturas observadas nas brechas hialoclásticas.....	74
Tabela 11 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas brechas hialoclásticas e vetores de tensão associados.....	75
Tabela 12 - Atitudes dos vetores de tensão principal médios	78
Quadro 1 - Resultados dos estudos geofísicos de alta resolução.....	42

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS	12
1.2	OBJETIVOS.....	21
1.3	METODOLOGIA.....	21
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	22
2.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	22
2.2	ESTRATIGRAFIA DA BACIA LARSEN/SUB BACIA JAMES ROSS	23
2.2.1	GRUPO GUSTAV	26
2.2.1.1	Formação Lagrelius Point.....	27
2.2.1.2	Formação Kotick Point	27
2.2.1.3	Formação Whisky Bay.....	27
2.2.1.4	Formação Hidden Lake.....	28
2.2.2	GRUPO MARAMBIO	28
2.2.2.1	Formação Santa Marta	28
2.2.2.2	Formação Lopez de Bertolano	34
2.2.2.3	Formação Sobral	34
2.2.3	GRUPO SAYMOUR	34
2.2.3.1	Formação Cross Valley.....	34
2.2.3.2	Formação La Meseta.....	34
2.2.4	GRUPO VULCÂNICO JAMES ROSS	35
2.3	ARCABOUÇO ESTRUTURAL	37
2.4	GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL	38
2.5	GEOFÍSICA	39
2.6	EVOLUÇÃO TECTÔNICA	46
3	ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS	49
3.1	CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA: MACRO E MICROSCÓPICA	49
3.2	METAMORFISMO	62
4	CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL	63
4.1	ESTRUTURAS IDENTIFICADAS NA PENÍNSULA ULU	63
4.2	ANÁLISE MORFOESTRUTURAL	82
5	DISCUSSÃO E CONCLUSÃO.....	85
	REFERÊNCIAS	87
	ANEXOS.....	89

1 INTRODUÇÃO

A bacia sedimentar de Larsen, sub bacia James Ross, Ilha James Ross e ilhas associadas localizadas a sudoeste da Península Antártica são regiões de interesse latente e constante de pesquisadores desde o descobrimento do continente Antártico uma vez que possuem significativa relevância no entendimento dos processos geológicos e tectônicos que levaram à formação da península e do continente em si.

Localizada a sudoeste da Península Antártica, a Ilha James Ross se destaca por suas características geomorfológicas, resultado de complexos processos erosivos e de magmatismo plutônico e vulcânico (Hathway, 2000, Jennings *et al.*, 2021, Nelson, 1966, del Valle, 1991)

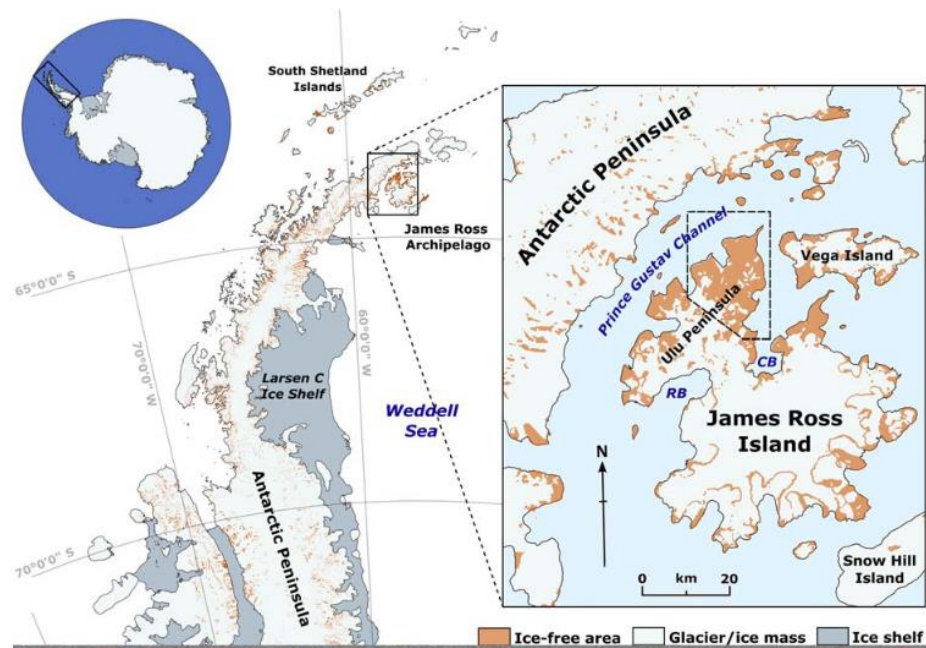
Em um momento onde as mudanças climáticas e a exploração econômica de novos territórios ganha destaque nas discussões de cunho científico, econômico e até mesmo político, este trabalho surge da necessidade de consolidar e ampliar os conhecimentos sobre o continente Antártico (alvo constante destes debates), mais precisamente sobre a sub bacia James Ross e Ilha James Ross, na tentativa de promover o debate de como as condições estruturais e tectônicas condicionaram a deposição das rochas da sub bacia, de quais mecanismos deformacionais se manifestam na região e da relevância desta para o mundo.

1.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS

Localizada a sudoeste da Península Antártica, porção mais setentrional do continente Antártico, a ilha James Ross (64° 10' S 57° 45' W) (Figura 1) encontra-se separada do continente pelo canal Prince Gustav e dentro do contexto geológico da Bacia sedimentar de Larsen.

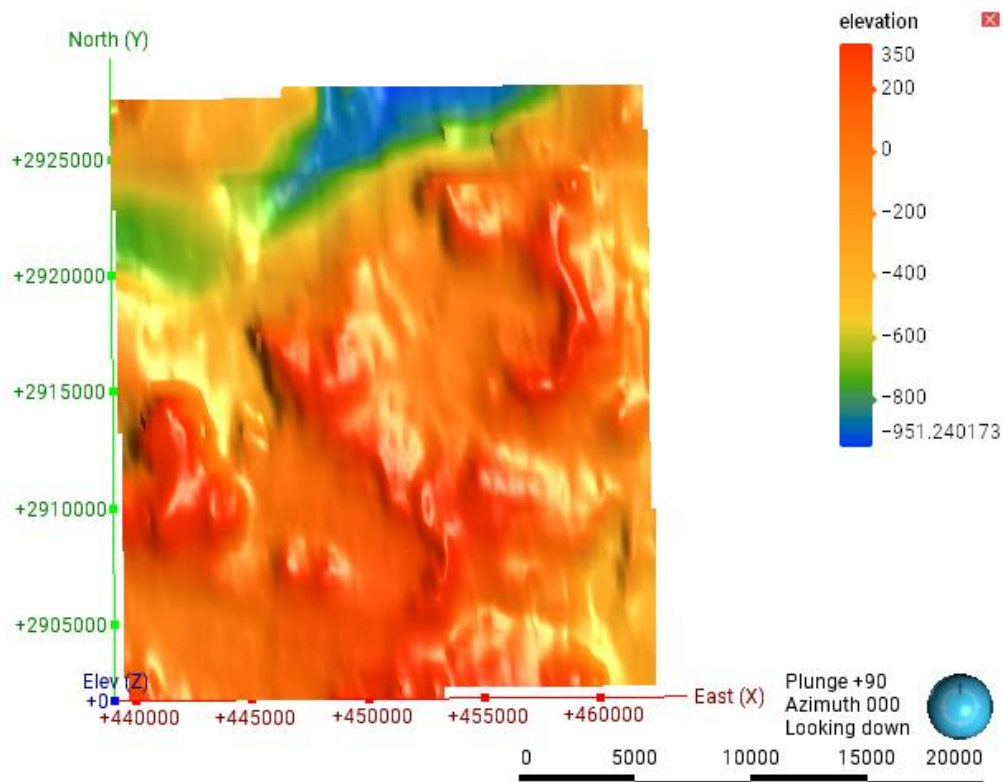
A Península Ulu (Figura 1), local das atividades da XLII Operação Antártica (OPERANTAR, 2024), mais precisamente o setor nordeste da península (polígono quadriculado), é uma região predominantemente livre de gelo, com um número pequeno de geleiras e domos de gelo localizados em mesas vulcânicas ou em suas encostas. A Figura 2A e a Figura 2B, geradas a partir de um modelo digital de elevação no software LeapFrog, permitem a observação do relevo do local das atividades (Península Ulu).

Figura 1 - Mapa de localização da Ilha James Ross em relação ao continente e detalhe de localização da Península Ulu.

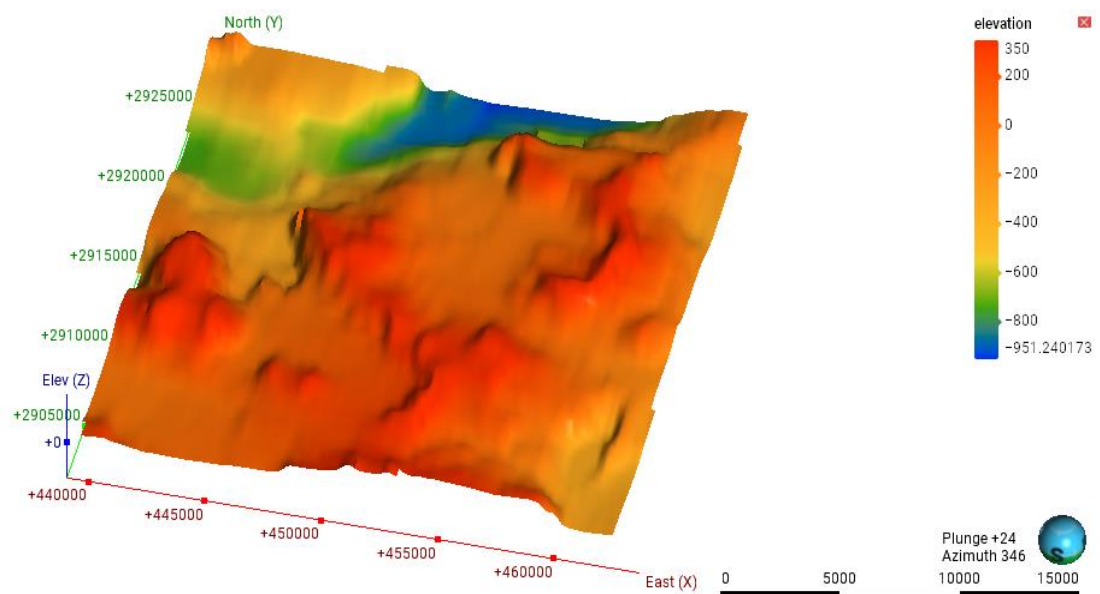


Fonte: Jennings *et al.* (2021).

Figura 2 - Superfície topográfica da ilha James Ross, porção nordeste da Península Ulu (exagero vertical de 2x, escala em metros); (A) vista de topo. (B) vista em perspectiva.



A



B

Fonte: Autor.

De forma geral, a ilha apresenta uma paisagem composta por elevações, de menores (Buttes ou mesetas) ou maiores (mesas) dimensões, isoladas com cumes planos e escarpas acentuadas nas laterais formadas a partir de processos erosivos, limitadas por vales de geleiras e falésias a sudoeste, sul e sudeste. A norte, observa-se a presença de massas de rocha mais elevadas que se projetam em relação à planície. Na porção central, coberto por uma espessa camada de gelo, com cerca de 1625m de altitude e 60 km de largura, encontra-se o Monte Haddington, o maior centro vulcânico basáltico na margem leste da Bacia sedimentar de Larson e um dos maiores da Antártica (Lemansurier & Thomson, 1990).

Durante a OPERANTAR o professor Cláudio Lana visitou diversos pontos da Península Ulu. A Figura 3 apresenta a localização destes pontos e a Tabela 1 apresenta as coordenadas dos mesmos além de descrição das estruturas observadas.

Figura 3 - Mapa de localização dos pontos visitados

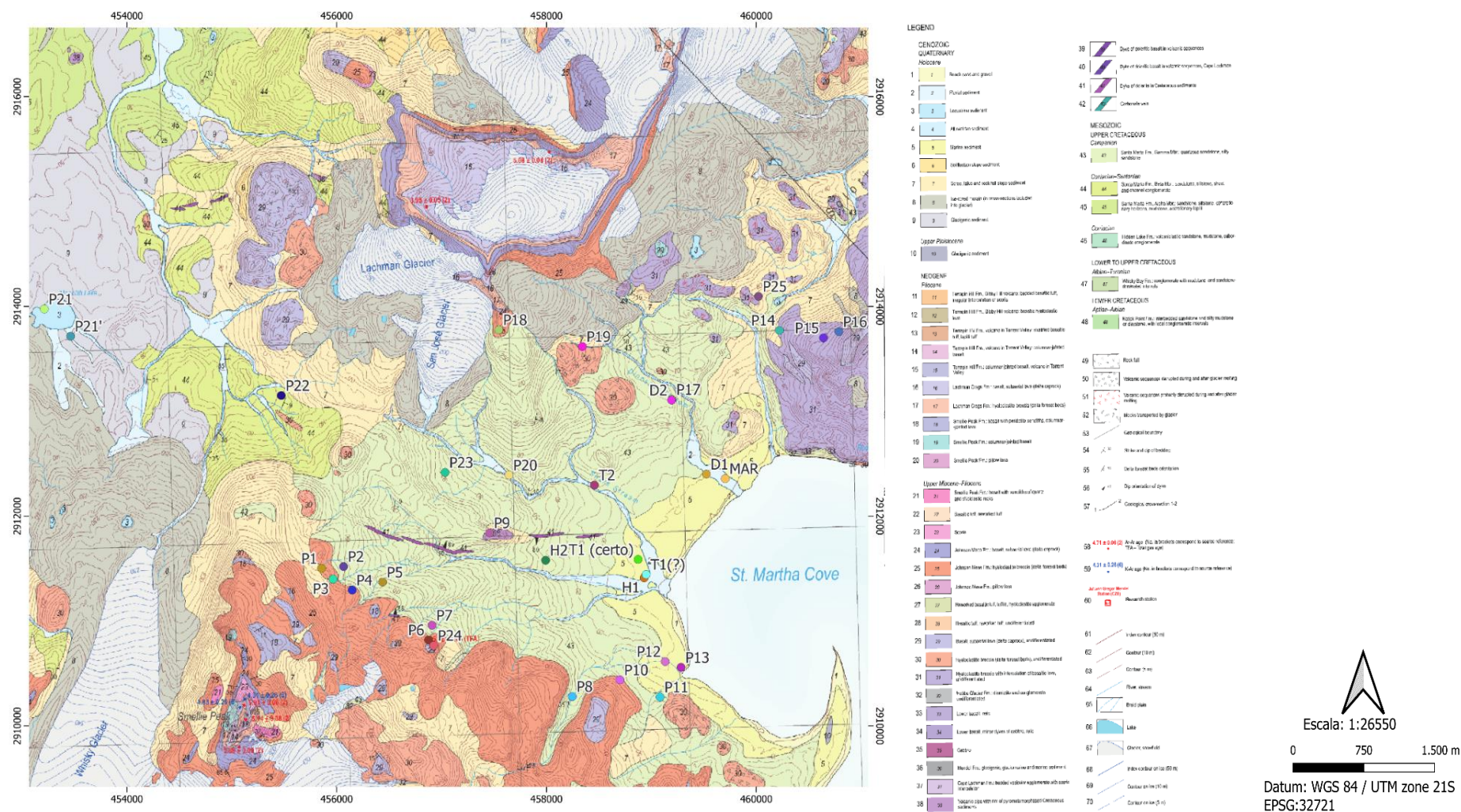
Fonte: Modificado de Mlcoch *et al.* (2020)

Tabela 1 - Descrição dos pontos visitados (*ponto onde foi coletada amostra de rocha analisada ao microscópio)

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	DIP Az	Rocha	Observações	Código da amostra
P1*	455856	2911503	Falha Normal	60	309	brecha hialoclástica	rejeito 11mm, espaçamento 4mm	P1
			Fratura	46	248	brecha hialoclástica		
			Fratura	34	213	brecha hialoclástica		
P2	456066	2911620	Fratura	80	250	arenito	espaçamento variando até 1cm	
			Fratura	54	0	arenito		
			Fratura	82	340	arenito		
P3	455966	2911400	Fratura	54	56	basalto		
			Fratura	62	292	basalto	espaçamento de 1cm	
			Fratura	65	285	basalto		
P4	456148	2911296	Antiforme			basalto colunar	sem medidas	
P5	456438	2911372				arenito	sem estruturas deformacionais	
P6	456877	2910821				arenito/tufito	sem estruturas deformacionais	
P7	456910	2910960	Fratura	59	244	brecha hialoclástica	abertura de 1cm	
			Fratura	73	62	brecha hialoclástica		
P8	458246	2910281				basalto	sem estruturas deformacionais	
P9*	457355	2911986	contato intrusão mais jovem - encaixantes	43	61	intrusiva mais fina e escura	pipe vulcânico (diferentes fases intrusivas) - Lirio Point	P9
			Fratura	62	3	intrusiva (fases mais antigas)	fraturas no sentido do comprimento da intrusão	

			Fratura	89	343	intrusiva (fases mais antigas)	fraturas no sentido do comprimento da intrusão
			Fratura	67	10	intrusiva (fases mais antigas)	fraturas no sentido do comprimento da intrusão
			Fratura	35	235	intrusiva (fases mais antigas)	
			Fratura	46	100	intrusiva (fases mais antigas)	
			Fratura	70	275	intrusiva (fases mais antigas)	
			Fratura	54	97	intrusiva (fases mais antigas)	
P10	458700	2910440				sedimentos glaciais	sem estruturas deformacionais
P11	459083	2910276	fratura	55	163	escórias	
			fratura	89	306	escórias	
			fratura	87	52	escórias	
			fratura	69	304	escórias	
P12	459132	2910614				sedimentos de planície de maré	sem estruturas deformacionais
P13	459283	2910559				sedimentos de face de praia	sem estruturas deformacionais
P14	460221	2913772	fratura	68	228	brecha hialoclástica	
			fratura	66	217	brecha hialoclástica	
P15	460640	2913700				sedimentos glaciais	sem estruturas deformacionais
P16	460788	2913759	fratura	89	314	escórias	

			fratura	48	73	escórias	
			fratura	62	215	escórias	
			fratura	55	222	escórias	
P17*	459197	2913114	falha lítrica	variáve l	164	arenito fino/siltito com hummockies	rejeito de 1,7cm P17
			fratura	80	190		
P18	457546	2913778	fratura	40	79	brecha hialoclástica	
			fratura	54	230	brecha hialoclástica	
			fratura	53	130	brecha hialoclástica	
			fratura	51	189	brecha hialoclástica	
			fratura	68	180	brecha hialoclástica	
			fratura	38	72	brecha hialoclástica	
			fratura	60	68	brecha hialoclástica	
			fratura	88	138	brecha hialoclástica	
P19	458342	2913618	fratura	53	263	basalto	
			fratura	66	165	basalto	
			fratura	48	254	basalto	
			fratura	54	5	basalto	
P20	457643	2912393	contato dique - encaixante	88	345	indeterminada	
P21'	453464	2913716	Fratura	64	90	basalto	flor negativa
			Fratura	47	260	basalto	flor negativa
P21	453213	2913976	Fratura	59	233	basalto	flor negativa
			Fratura	39	25	basalto	flor negativa

P22	455472	2913151	falha listrica	34	230	arenito	mergulho variável - rejeito de 30cm
P23	457033	2912418				sedimentos glaciais	sem estruturas deformacionais
P24	456924	2910767	fratura	70	42	arenito/tufito	
P25	460020	2914096				sedimentos lacustres	sem estruturas deformacionais
H1	458931	2911412				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
T1(?)	458950	2911445				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
T1 (certo)	458873	2911588				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
T2	458457	2912297				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
H2	457992	2911580				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
D1	459524	2912402				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
D2	459193	2913107				sedimentos fluviais	sem estruturas deformacionais
MAR	459704	2912358				sedimentos de face de praia	sem estruturas deformacionais
NEVE	460769	2613720				escórias	sem estruturas deformacionais

Fonte: Autor

1.2 OBJETIVOS

Estabelecer possíveis relações entre os lineamentos regionais e o processo evolutivo da bacia a partir da análise de produtos de sensoriamento remoto, modelos geofísicos e de dados quantitativos de estruturas deformacionais medidas em campo e da identificação de mecanismos de deformação em escala microscópica em amostras de rochas provenientes da Ilha James Ross, na tentativa de promover o debate de como as condições estruturais e tectônicas condicionaram a deposição dos sedimentos e o vulcanismo que deram origem às rochas da sub bacia, de quais mecanismos deformacionais se manifestam na região e da relevância desta para o mundo.

1.3 METODOLOGIA

O trabalho se estrutura em quatro fases distintas, revisão bibliográfica, construção de mapas temáticos, análise de dados e discussão dos resultados.

A primeira fase do trabalho é uma revisão da literatura existente a respeito da Bacia James Ross e, mais precisamente, a Ilha James Ross, onde as informações relevantes a respeito da Geologia Regional e Local, Estratigrafia, e Evolução Geológica.

A segunda fase é a construção de mapas temáticos utilizando o software Qgis, onde serão apresentados os pontos visitados pelo professor Cláudio Eduardo Lana durante a XLII Operação Antártica (OPERANTAR) e seu posicionamento dentro do contexto geológico da ilha, a construção de um modelo topográfico da área, utilizando o software Leapfrog, e a construção de um mapa, também utilizando o Qgis, a partir de imagens de satélite, informações de mapeamento geológico e estudos geofísicos indicando e presença de possíveis lineamentos regionais e locais.

A terceira fase consistiu na análise de produtos de sensoriamento remoto, mapas geofísicos e modelos de geofísica 2D, análise microscópica de amostras, utilizando Luz Polarizada (LP) e Luz Plano Polarizada (LPP), coletadas em campo durante a expedição com o objetivo de identificar a presença de estruturas deformacionais que possam denotar os mecanismos de deformação e análise dos dados estruturais de campo, utilizando os softwares Stereonet e GEORient, de forma a tentar estabelecer possíveis relações entre os lineamentos regionais e o processo evolutivo da bacia.

A quarta fase do trabalho constituiu na discussão das análises e correlação com as informações encontradas na literatura.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

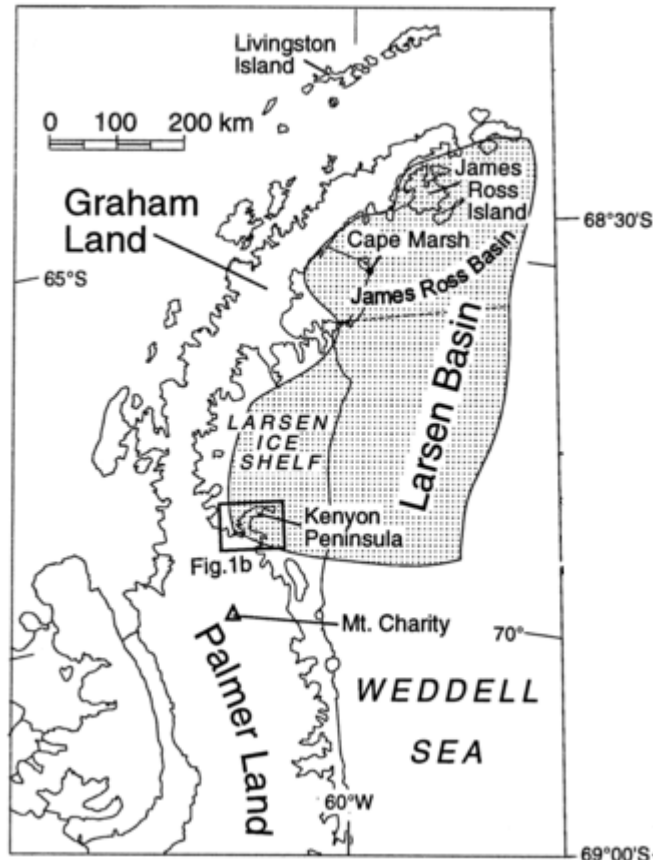
Este capítulo apresenta um contexto geológico regional e local da área de estudo, considerando que tanto a Bacia Larsen e, por consequência, a sub Bacia James Ross são interpretadas como resultantes do processo de ruptura de Gondwana e abertura do Mar de Weddell.

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A Bacia sedimentar de Larsen (Figura 4) de idade Meso-Cenozóica, situada na porção nordeste da Península Antártica, tem sua origem associada a um rifte continental que se desenvolveu durante os estágios iniciais da fragmentação de Gondwana e abertura do Mar de Weddell (Jurássico) e evoluiu para um sistema de retroarco (Hathway, 2000).

O Mar de Weddell foi uma margem ativa durante toda a era Mesozoica e a reconstrução dos movimentos das placas tectônicas nessa região tem sido alvo de diversos estudos uma vez que seu entendimento é considerado crucial para o entendimento das mudanças ocorridas tanto em terra quanto nos oceanos durante este período (König & Jokat, 2006).

Figura 4 - Mapa da Península Antártica mostrando os limites da Bacia Larsen e Sub-bacia James Ross.



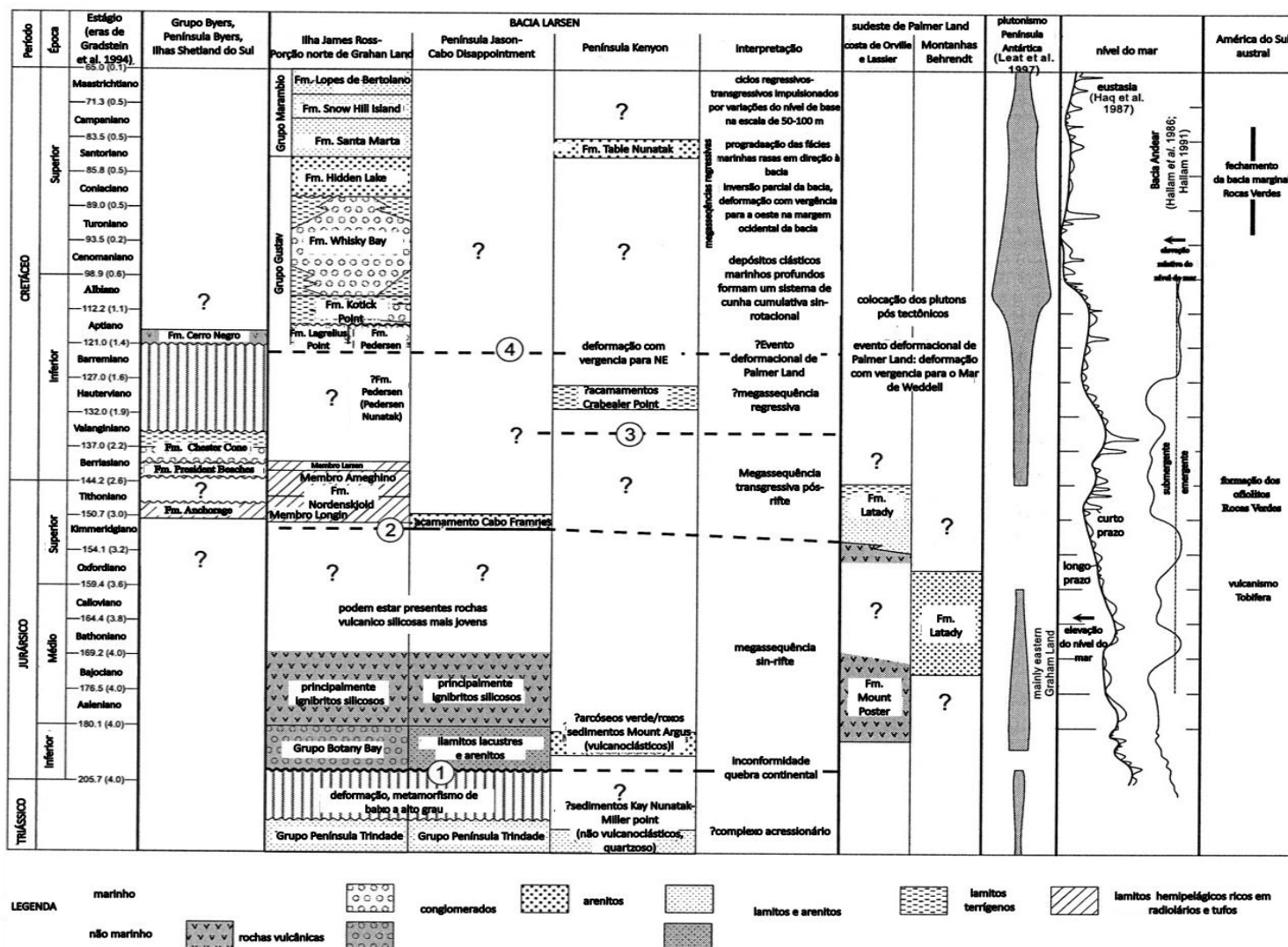
Extraído e modificado de: Hathway (1998).

A ilha James Ross está inserida neste contexto (bacia de retroarco), sendo resultado do preenchimento por sedimentos originados em diversos ambientes variando desde ambientes continentais, de mar profundo até sistemas deltaicos e que, por vezes de maneira concomitante à deposição, passaram por processos de subsidência e interação com diferentes eventos de magmatismo/vulcanismo.

2.2 ESTRATIGRAFIA DA BACIA LARSEN/SUB BACIA JAMES ROSS

A evolução sedimentar da bacia é subdividida por Hathway (2000) em 4 mega sequências, 3 identificadas e uma sugerida (Figura 5). A primeira mega sequência está associada a um possível complexo acrescionário, representado pelo processo de deposição das rochas do Grupo Península Trinity e seu contato com a segunda mega sequência se dá em uma inconformidade relacionada ao processo de rifteamento continental. A segunda e terceira mega sequência estão relacionadas, respectivamente, aos processos de deposição durante o rifteamento e à deposição em sistema de trato transgressivo pós rifte. A quarta e última mega sequência é possivelmente depositada em um sistema de trato regressivo e apresenta possíveis indícios de que foi submetida ao evento deformacional de Palmer Land que tem vergência para o Mar de Weddell e uma inversão parcial da margem oeste da bacia.

Figura 5 - Coluna estratigráfica da Bacia Larsen



Fonte: modificado de Hathway (2000) pelo autor.

A Sub-bacia James Ross (Figura 4) apresenta uma espessura sedimentar varia de 3000 a 4000 metros à oeste, de 4000 a 6000 metros a leste e chegando a atingir cerca de 10 a 12km imediatamente a leste do talude continental com sedimentos clásticos deltaicos, de estuário, de plataforma e talude (Concheyro *et al.* 2007, Medina *et al.* 1992). depositados do Jurássico ao Eoceno em ciclos marinhos transgressivos e regressivos (Hathway, 2000; Marensi *et al.*, 2012; Amenábar *et al.*, 2019) (Figura 6) recobertos, em discordância, por rochas vulcânicas e piroclásticas de composição basáltica do Grupo Vulcânico Ilha James Ross (Concheyro *et al.* 2007).

Figura 6 - Coluna estratigráfica da Sub-bacia James Ross

b		LITHOSTRATIGRAPHICAL UNIT	AGE
NEOG./Q.	★	Terrapin Fm./Weddell Fm.	Late Pliocene–Pleistocene
		Cockburn Island Fm.	Late Pliocene
		Gage Fm.	Pliocene
		Mendel Fm./Belén Fm./Hobbs Glacier Fm.	Miocene–Early Pliocene
PALEOGENE	SEYMOUR ISLAND GROUP	Submeseta Fm.	Late Eocene/?Oligocene
		La Meseta Fm.	Middle–Late Eocene
		Cross Valley–Wiman Fm.	Late Paleocene
CRETACEOUS	MARAMBIO GROUP	Sobral Fm.	Danian
		López de Bertodano Fm.	Late Maastrichtian–Danian
		Sandwich Bluff Mb.	
		López de Bertodano Fm. (undifferentiated)	Early Maastrichtian
		Upper CL Mb.	
		Lower CL Mb. (Gamma Mb.)	Late Campanian
	GUSTAV GROUP	Haslum Crags Mb./Sst.	
		Karslen Cliffs Mb.	Early Campanian
		Sanctuary Cliffs Mb.	
		Hamilton Point Mb.	Santonian
		Rabot Fm. (SE JR Is.)	
		Herbert Sound Mb. (Beta Mb.)	Mid Turon.–Late Coniacian
		Lachman Crags Mb. (Alfa Mb.)	
JUR.		Hidden Lake Fm.	Late Albian–Late Turonian
		Whisky Bay Fm.	
		Kotic Point Fm.	Aptian–Albian
		Lagrelus Point Fm.	
		Ameghino (Nordenskjöld) Fm.	? Oxfordian–Berriasian

Fonte: Amenábar *et al.* (2019).

Segundo Bibby (1966), a Ilha James Ross e demais ilhas associadas diferem, em quase todos os aspectos, do continente por serem compostas majoritariamente por rochas de origem sedimentar, depositadas durante o processo de preenchimento da Bacia Larsen, capeadas por rochas de origem vulcânica (Figura 7). Por outro lado, a Península Trindade é majoritariamente composta por rochas sedimentares e metamórficas.

Segundo Inelson *et al.* (1986), o Grupo Gustav é subdividido em cinco formações: Formação Pedersen (não aflorante na ilha James Ross); Formação Lagrelius Point, Formação Kotick Point; Formação Whisky Bay e Formação Hidden Lake. Abaixo estão descritas de forma mais detalhada as formações aflorantes na Ilha James Ross.

2.2.1.1 Formação Lagrelius Point

Segundo Bibby (1966) a Formação Lagrelius é composta basicamente por conglomerados grossos clasto suportados, conglomerados arenosos e arenitos conglomeráticos, com intercalações esparsas de arenitos bem estratificados que geralmente se gradam para siltitos que foram depositados em um ambiente marinho de leques submarinos ou deltaicos.

2.2.1.2 Formação Kotick Point

Bibby (1966) descreve a Formação Kotick Point como sequências bem estratificadas, de camadas finas, compostas majoritariamente por arenitos de granulação fina e lamitos ou argilitos siltosos intercalados por brechas sedimentares e conglomerados grossos. Em alguns pontos é possível observar um caráter cíclico granodecrescente ascendente.

A Formação Kotick Point encontra-se sobrepondo a Formação Lagrelius em contato discordante. Além disso, as estruturas sedimentares e a petrografia das rochas presentes nessa unidade sugerem que elas foram depositadas em ambiente marinho a partir de fluxos turbidíticos e de gravidade com variação da espessura da lâmina d'água.

2.2.1.3 Formação Whisky Bay

Aflorante na porção norte da ilha James Ross, a Formação Whisky Bay é descrita por Ineson *et al.* (1986), como apresentando uma forte variação lateral de fácies e seguindo um padrão de granodecrescência ascendente, assim como a Formação Kotick Point. Além disso Ineson *et al.* (1986), também subdivide a Formação Whisky Bay em três membros: o Membro Bibby Point, composto por arenitos siltosos fortemente bioturbados intercalados por lentes de brechas; o Membro Lewis Hill, composto por conglomerados gradados canalizados e arenitos seixosos

A Formação Whisky Bay, juntamente com a Formação Kotick Point, é entendida como sendo parte de um mesmo leque submarino, complexo e extenso que se desenvolveu próximo a região de costa.

2.2.1.4 Formação Hidden Lake

Bibby (1966) descreve a Formação Hidden Lake como uma sequência contendo grande quantidade de material piroclástico e de origem vulcânica. Sua litologia é composta por sequências de arenitos grossos a finos intercalados por conglomerados vulcanoclásticos na porção inferior e argilitos na porção superior, em uma sequência granodecrescente ascendente, o que leva a interpretação de que sua deposição se deu em diferentes condições paleoambientais mas principalmente em ambiente de leque marinho com influência de atividades vulcânicas.

A unidade encontra-se em discordância angular com as rochas da Formação Whisky Bay e em contato gradacional com as rochas do Grupo Marambio, mais precisamente da Formação Santa Marta.

2.2.2 GRUPO MARAMBIO

2.2.2.1 Formação Santa Marta

É a formação de maior expressão na área visitada durante a XLII OPERANTAR, portanto será apresentada aqui com maior grau de detalhamento.

Anteriormente enquadrada dentro da Formação Lopez de Bertolano, a Formação Santa Marta, que apresenta uma espessura sedimentar de aproximadamente 1100 m, foi reclassificada e subdividida por Olivero *et al.* (1986) em três membros (Figura 8), são eles, em ordem estratigráfica ascendente:

- Alfa (Figura 8A):

Composto por uma sequência rítmica de arenitos e pelitos tufáceos com uma estrutura gradacional com raros níveis conglomeráticos e tufos de precipitação de cinzas.

Os arenitos são geralmente friáveis, de granulação fina a grossa e coloração variando entre o cinza e o castanho escuro. Apresentam alguns níveis com concreções esféricas de carbonato de cálcio e alguns poucos níveis fossilíferos e comumente bioturbados.

Os pelitos são friáveis, de coloração variando entre o preto, cinza e castanho com algumas porções avermelhadas e amarelo mosqueadas.

Os raros níveis de conglomerados apresentam-se com a base em contato erosivo ao nível que estiverem sobrepondo, matriz arenosa e clastos pequenos a médios.

Ainda segundo o autor, estas litologias se estratificam em blocos variando de 0,15 a 2,0m de espessura, apresentam estrutura interna maciça ou uma fraca laminação paralela.

- Beta (Figura 8B):

Formado por conglomerados e coquinas (rocha sedimentar biogênica ou bioclástica formada pelo acúmulo de conchas cimentadas) intercalados com arenitos tufáceos, arenitos e pelitos.

As rochas que compõem o membro Beta são geralmente friáveis com níveis de maior resistência devido à presença de concreções e cimentação carbonática.

Os conglomerados correspondem à litologia que distingue este membro em relação aos outros devido a sua abundância. Apresentam-se em cores variando do cinza ao marrom avermelhado mais claro que os dos arenitos, são mal selecionados com matriz arenosa ou argilosa com clastos sub arredondados de rochas vulcânicas, plutônicas, tufos, quartzo e concreções retrabalhadas de arenitos e pelitos.

Os níveis de conglomerado têm cerca de 1m de espessura com estrutura interna caótica em formatos de lentes e bancos que transicionam de forma gradativa para os arenitos

Os arenitos têm granulação variando de fina a grossa com matriz pelítica, restos vegetais e de moluscos com alguns intraclastos de pelito e concreções, intercalados por pequenos níveis lenticulares de arenitos conglomeráticos e arenitos coquinóides. Têm coloração variada (cinza, marrom escuro, amarelo, vermelho e preto). Internamente são maciços ou apresentam estratificação paralela (com 2-3cm) e raramente estratificação cruzada de média escala, hummocky, diagonal, ondulada e convoluta.

Os pelitos apresentam coloração avermelhada, preto, verde, marrom ou cinza com porções mosqueadas de vermelho e amarelo, são maciços ou com laminação paralela frequentemente bioturbados, com abundância de material orgânico (carbonoso) por vezes silicificado.

- Gama (Figura 8C):

Composto por arenitos finos a médios e pelitos com um nível isolado de conglomerados coquinóides. Este membro apresenta uma maturidade textural e mineralógica maior que a

dos membros inferiores (se distingue dos demais membros pela diminuição de níveis conglomeráticos e aumento de rochas de granulação mais fina), além disso suas areias tendem a ser glauconíticas.

As rochas são geralmente friáveis com a exceção dos níveis onde aparecem concreções e cimentos carcáreo-ferruginosos, de coloração acinzentada, marrom escuro e verde com alguns níveis amarelados.

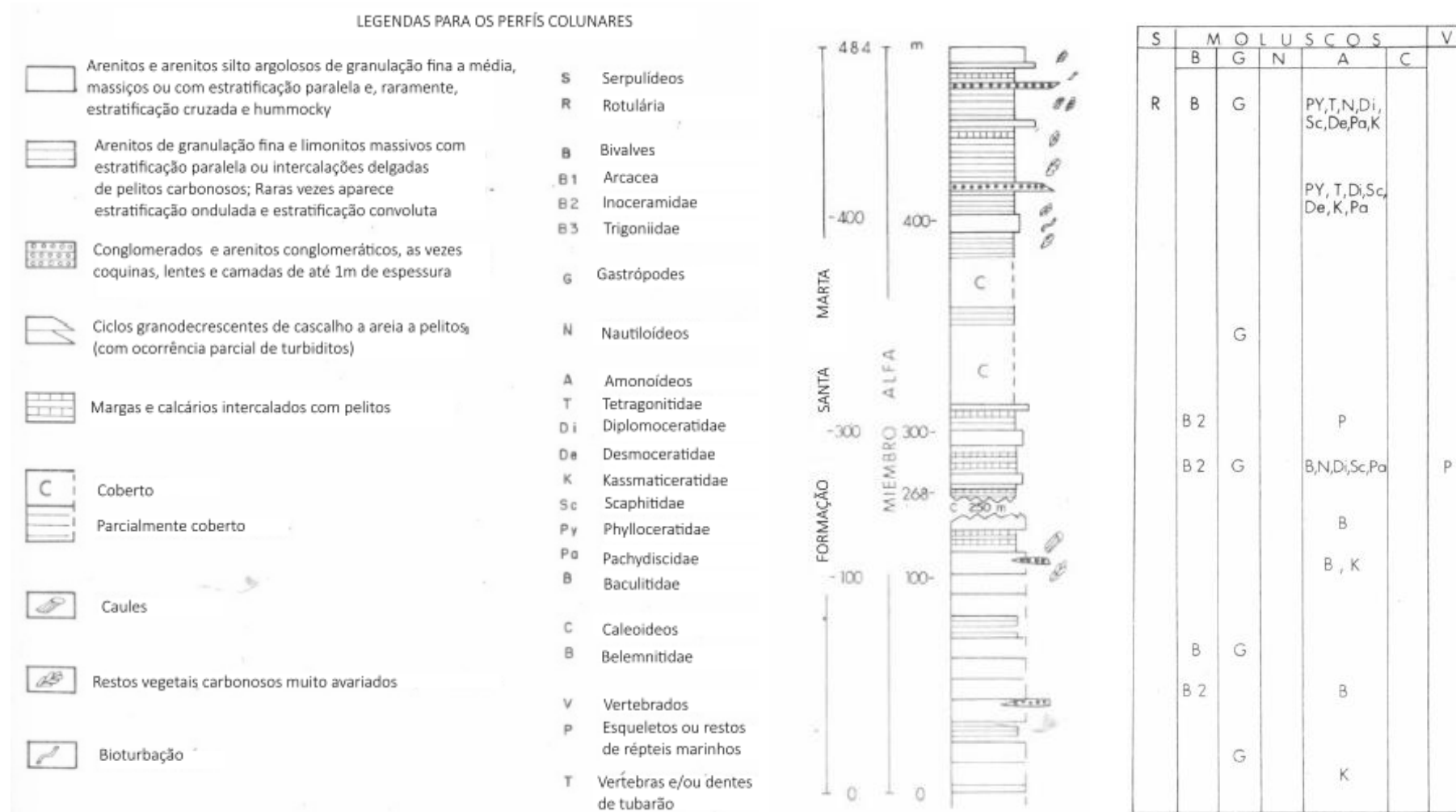
Os arenitos apresentam um grande conteúdo fossilífero (caules e invertebrados marinhos silicificados, ossos de vertebrados e fragmentos de conchas), estratificação paralela, e raramente cruzada de média escala, hummockies, ondulada e convoluta. Além disso observam-se lineações, marcas de fluxo e diques clásticos.

Os pelitos tem menor expressão, apresenta-se maciços ou com laminação paralela e, em alguns níveis, convoluta, coloração acinzentada ou preta com presença de material carbonoso.

Os estratos conglomeráticos são normalmente lenticulares e com espessura máxima de 40cm e base erosiva e transicionam gradativamente para os arenitos.

Entende-se que a Formação Santa Marta foi depositada em ambiente tectonicamente ativo de plataforma marinha rasa.

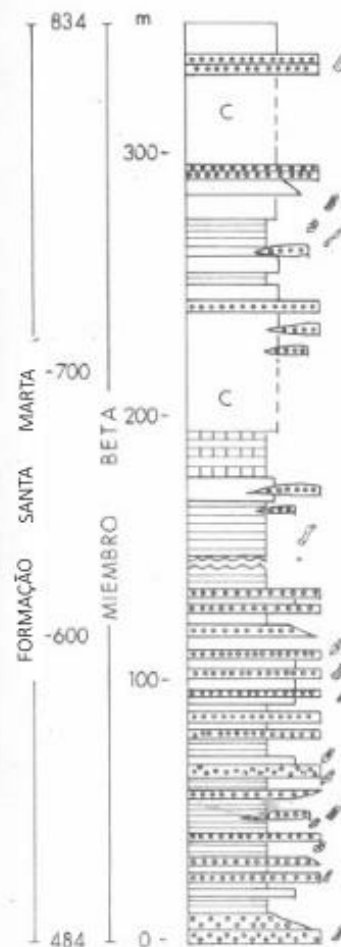
Figura 8 - Perfis colunares sintéticos contendo as principais características litológicas e conteúdo fóssilífero por níveis dos membros Alfa (A), Beta (B) e Gama (C) da Formação Santa Marta.



(A)

LEGENDAS PARA OS PERFIS COLUNARES

	Arenitos e arenitos silto argolosos de granulação fina a média, massivos ou com estratificação paralela e, raramente, estratificação cruzada e hummocky	S	Serpulídeos
	Arenitos de granulação fina e limonitos massivos com estratificação paralela ou intercalações delgadas de pelitos carbonosos; Raras vezes aparece estratificação ondulada e estratificação convoluta	R	Rotulária
	Conglomerados e arenitos conglomeráticos, as vezes coquinas, lentes e camadas de até 1m de espessura	B	Bivalves
	Ciclos granodecrescentes de cascalho a areia a pelitos (com ocorrência parcial de turbiditos)	B1	Arcacea
	Margas e calcários intercalados com pelitos	B2	Inoceramidae
	Coberto	B3	Trigoniidae
	Parcialmente coberto	G	Gastropodes
	Caules	N	Nautilóideos
	Restos vegetais carbonosos muito avariados	A	Amonoídeos
	Bioturbação	T	Tetragonitidae
		Di	Diplomoceratidae
		De	Desmoceratidae
		K	Kassmaticeratidae
		Sc	Scaphitidae
		Py	Phylloceratidae
		Pa	Pachydiscidae
		B	Baculitidae
		C	Caleoideos
		B	Belemnitidae
		V	Vertebrados
		P	Esqueletos ou res de répteis marinh
		T	Vertébras e/ou de de tubarão

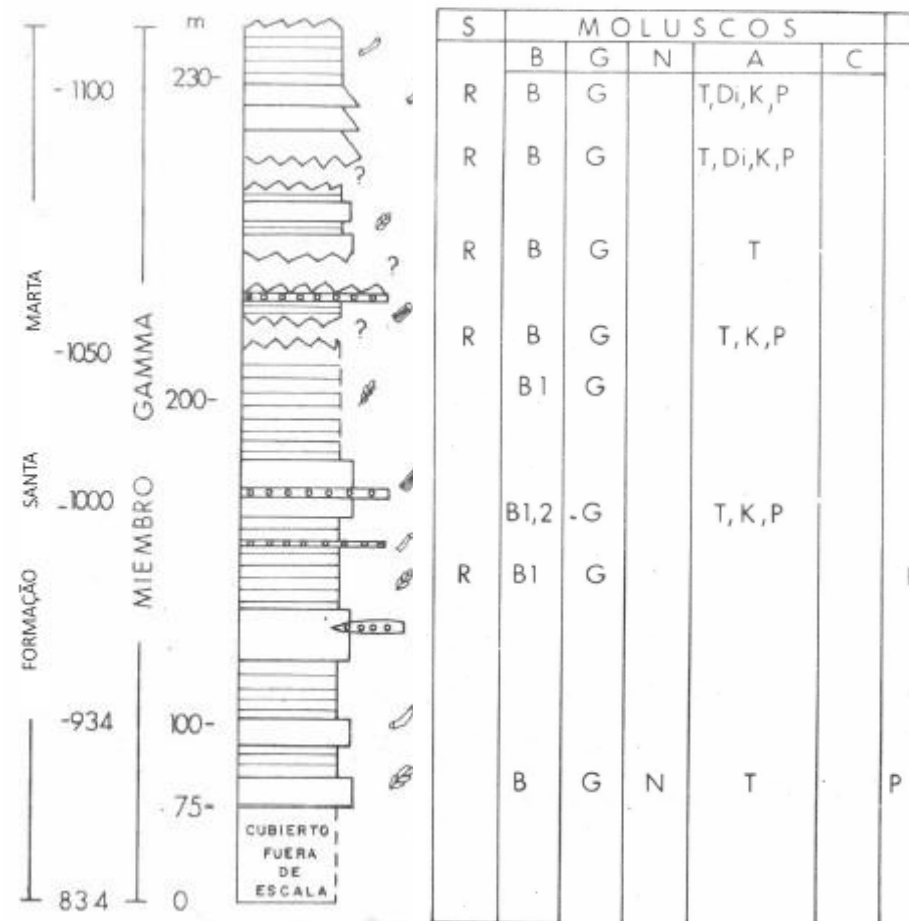


S	MOLUSCOS					V
	B	G	N	A	C	
	B3	G				
R	B3	G		T, Di, K		
R	B3	G		T, De, K		
						B
R	B	G		T, De, K		B
	B3	G		B, K		B
R	B3	G		B, K		B
R				P		
R				R, T, Di, De, K, Pa.		

(B)

LEGENDAS PARA OS PERFIS COLUNARES

	Arenitos e arenitos silto argolosos de granulação fina a média, massiços ou com estratificação paralela e, raramente, estratificação cruzada e hummocky	S	Serpulídeos
	Arenitos de granulação fina e limonitos massivos com estratificação paralela ou intercalações delgadas de pelitos carbonosos; Raras vezes aparece estratificação ondulada e estratificação convoluta	R	Rotulária
	Conglomerados e arenitos conglomeráticos, as vezes coquinas, lentes e camadas de até 1m de espessura	B	Bivalves
	Ciclos granodecrescentes de cascalho a areia a pelitos (com ocorrência parcial de turbiditos)	B1	Arcacea
	Margas e calcários intercalados com pelitos	B2	Inoceramidae
	Coberto	B3	Trigoniidae
	Parcialmente coberto	G	Gastrópodes
	Caules	N	Nautiloídeos
	Restos vegetais carbonosos muito avariados	A	Amonoídeos
	Bioturbação	T	Tetragonitidae
		Di	Diplomoceratidae
		De	Desmoceratidae
		K	Kassmaticeratidae
		Sc	Scaphitidae
		Py	Phylloceratidae
		Pa	Pachydiscidae
		B	Baculitidae
		C	Caleoídeos
		B	Belemnitidae
		V	Vertebrados
		P	Esqueletos ou restos de répteis marinhos
		T	Vertébras e/ou dentes de tubarão



(C)

Fonte: Olivero *et al.* (1986).

2.2.2.2 Formação Lopez de Bertolano

Rinaldi *et al.* (1978) *apud* del Valle (1991) descrevem a Formação Lopez de Bertolano como uma espessa série de pelitos, intercalados por arenitos e conglomerados, e uma menor participação de rochas carbonáticas. Seu limite inferior não foi determinado ainda, entretanto acredita-se que esteja depositada em concordância com sedimentos cretáceos indistintos e seu contato superior se dá na forma de uma discordância erosiva com a Formação Sobral

Entende-se que esta formação foi depositada em um ambiente de transicional de planície intermaré muito bem desenvolvida.

2.2.2.3 Formação Sobral

Aflorante em região de mesmo nome na Ilha Marambio, é descrita por Rinaldi *et al.* (1978) *apud* del Valle (1991) como uma sequência de arenitos argilosos, glauconíticos e conglomeráticos com o percentual de areia aumentando em direção ao topo da sequência. A base da formação encontra-se em contato discordante com a Formação Lopez de Bertolano.

O ambiente deposicional dessa sequência é interpretado como sendo um misto entre ambientes deltaicos e fluviais.

2.2.3 GRUPO SAYMOUR

2.2.3.1 Formação Cross Valley

Elliot *et al.* (1975) *apud* del Valle (1991) descrevem a Formação Cross Valley como uma sequência de rochas de granodecrescência ascendente composta por camadas de conglomerados, arenitos grossos e tufos nas camadas inferiores e que apresentam um grande conteúdo de fragmentos de origem vulcânica gradando para arenitos finos com algumas intercalações de pelitos nas camadas mais superiores.

Tal sequência é interpretada como resultado da deposição de sedimentos em ambientes deltaicos e fluviais, sendo acumulados principalmente em canais fluviais distributários.

O contato da base da Formação Cross Valley com o topo da Formação Sobral se dá por discordância erosiva assim como no topo em contato com a Formação La Meseta.

2.2.3.2 Formação La Meseta

Elliot *et al.* (1975) *apud* del Valle (1991) descrevem a Formação La Meseta como uma sequência de mais de 750m de pelitos intercalados por arenitos e conglomerados que se tornam

mais frequentes nas porções superiores da seção e representam a última fase da sedimentação dentro da bacia de pós-arco.

Entende-se que estas rochas foram depositadas em ambiente de plataforma continental (ambiente marinho nerítico) e deltas muito influenciados por marés.

2.2.4 GRUPO VULCÂNICO JAMES ROSS

As rochas associadas ao Grupo Vulcânico James Ross encontradas na região visitadas durante a OPERANTAR XLII concentram a maior parte das estruturas deformacionais (falhas e fraturas) observadas em campo.

Composto basicamente por intercalações de fluxos de lavas olivino-basálticas e brechas palagoníticas, além de um enxame de diques e outros corpos vulcânicos intrusivos depositados durante o Mioceno Médio e Superior, o Grupo Vulcânico James Ross é subdividido de acordo com as fases (Figura 9) de magmatismo extrusivo e intrusivo, aflorando principalmente no grupo insular James Ross, na Península Tabarin e no grupo de Ilhas Anderson.

Figura 9 - Fases do vulcanismo do Grupo Vulcânico James Ross

<i>Phase</i>	<i>Entire Compiled Succession*</i>	<i>East and West James Ross Island</i>	<i>South of Hobbs Glacier</i>
V	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	
IV	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~
III	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~
II	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~	Olivine-basalt lavas ~~~~~
I	{ Olivine-basalt lavas Palagonite-breccias ~~~~~ UPPER CRETACEOUS	UPPER CRETACEOUS	UPPER CRETACEOUS

Fonte: Nelson (1966)

Nelson (1966) descreve as rochas do Grupo Vulcânico James Ross (GVJR) como:

- Rochas extrusivas:

- Conglomerados tufáceos

Compostos por uma variedade de fragmentos de rochas (arenitos, e basaltos principalmente) oriundos da Península Trinity em uma matriz de grãos finos a médios de coloração verde lustrosa, quartzosa e friável. Podem conter ainda grãos de plagioclásio, titanaugita, hornblenda, muscovita, biotita, clorita, minério de ferro e zircão.

A presença de basaltos pertencentes ao GVJR nos conglomerados permite a interpretação de que o vulcanismo ocorreu em fases distintas, sendo as primeiras erupções intercaladas com períodos de erosão e deposição de sedimentos do Mioceno Inferior.

- Rochas da Fase I, II, III, IV e V

Os fluxos de lava dessa fase foram depositados, erodidos e re-depositados como tufos subaquosos e arenitos epiclásticos em um intervalo de tempo muito próximo e são correlatos às brechas palagoníticas.

- Brechas palagoníticas

Apresentam-se em camadas grosseiras com mergulho variando entre 28 e 41°, com uma espessura média de 152m, podendo também se apresentar como camadas lenticulares nas bases das unidades, um indicativo de que nem todo o fluxo de lava entrou em contato com água do mar.

As brechas palagoníticas apresentam uma matriz composta por fragmentos de olivina-hialobasalto (subdiomórfos, vazios ou esqueletais de fenocristais de olivina e microlitos de plagioclásio em uma matriz de vidro basáltico de coloração marrom) de diversos tamanhos e normalmente cimentados com zeólitas.

- Fluxo de lava olivino-basáltica

Apresentam uma atitude sub-horizontal com espessura variando de 3-6 m. A presença de vesículas, principalmente nas porções superiores é indicativo de um grande conteúdo de voláteis. Além disso observa-se, apesar de raramente, a presença de juntas colunares mal desenvolvidas. A coloração varia do preto ao cinza e ocasionalmente vermelho, com textura porfirítica e traquitica até uniformemente afanítica.

- Tufos palagoníticos subaéreos

Em comparação com as lavas olivino-basálticas e as brechas palagoníticas, os tufos são raros. O fato de essa litologia apresentar um acamamento de difícil distinção e sua raridade torna a relação com as outras litologias de difícil compreensão, além

disso, a distinção entre tufos paleogénicos formados por atividade piroclástica subaérea e aquelas que são produto da interação de lava com água ou gelo.

- Tufos palagoníticos subaquosos

Se distinguem das brechas palagoníticas pela uniformidade no tamanho dos grãos (majoritariamente finos), pelo maior número de vesículas e a ausência de pillows. Além disso, apesar de ser de difícil distinção, é possível classificar os tufos subaquosos em dois tipos: massivos (compostas por fragmentos escoriáceos de hialobasalto com alguns cristais individuais) e estratificados (com tamanho dos grãos variados mas relativamente bem selecionados e que em alguns casos pode conter vesículas cognatas de fragmentos de olivina-basalto).

- Rochas Intrusivas

- Diques

São categorizados em três diferentes classes de acordo com suas características petrográficas e suas relações de campo:

1. Diques vesiculares de coloração preta com uma leve inclinação vertical e contornos sinuosos, majoritariamente associados aos tufos paleogénicos
2. Diques com menos vesículas, intemperizados de coloração marrom avermelhada e linearmente extensos
3. Diques xenolíticos

- Sills (Soleiras)

São bastante difíceis de reconhecer em campo devido ao fato de terem sido injetados em concordância com as camadas dos fluxos de lava. Entretanto diques do tipo 1 ocasionalmente apresentam ramificações em formato de cunha, entendidos como soleiras em seus estágios iniciais de formação.

- Plugs vulcânicos

Foram identificadas poucas estruturas deste tipo e em todos os casos (exceto em um os plugs) cortam os sedimentos depositados no Cretáceo Superior.

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

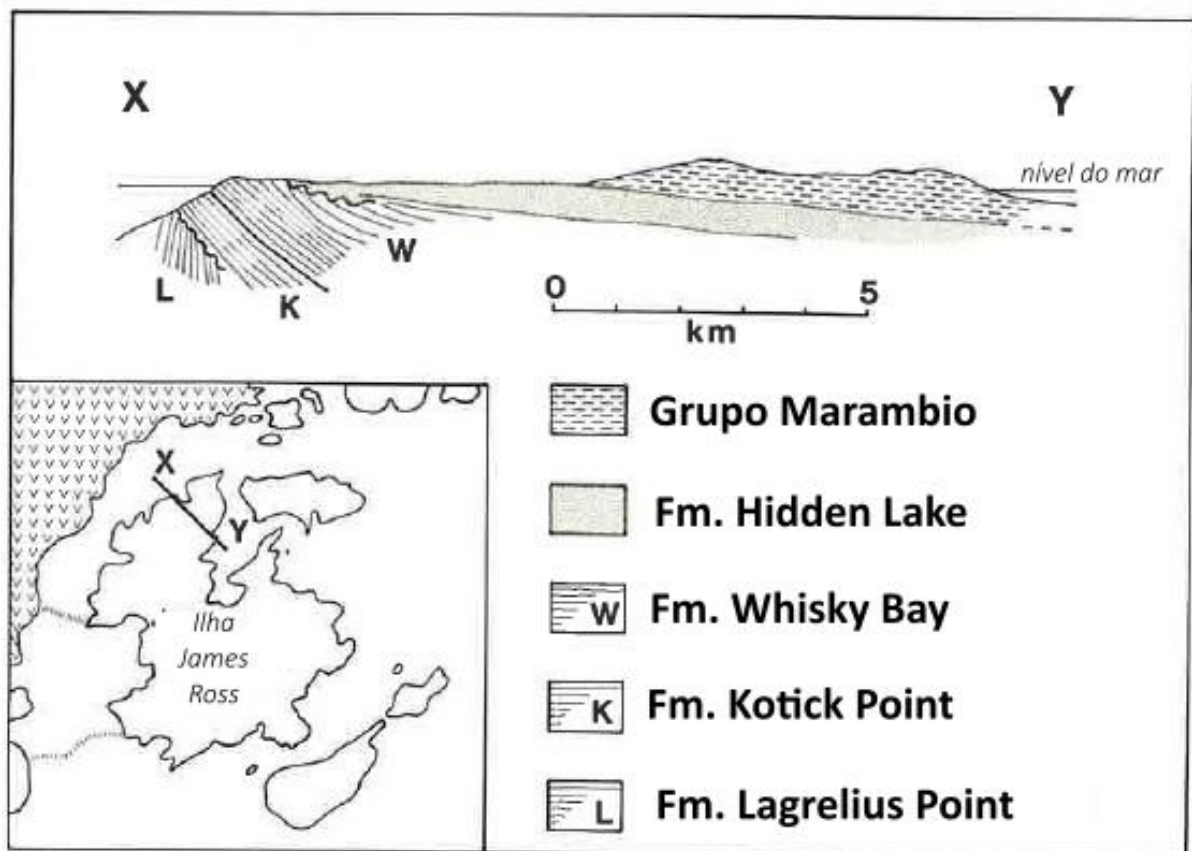
O arcabouço estrutural da Bacia Larsen e, por consequência, da Sub bacia James Ross refletem diretamente a história tectônica da região, sendo composto por um conjunto de falhas normais e inversas, interpretados como um sistema de horsts e grabens de direção NE-SW (Hathway, 2000), que foram posteriormente reativadas, resultando em discordâncias angulares e erosivas, em um contexto de subsidência térmica e inversão tectônica, além de dobras suaves

do tipo sinclinal e anticlinal (Hathway, 2000). O arcabouço da bacia evidencia, portanto, uma história complexa de extensão inicial seguida por modificação sob regime tectônico convergente.

2.4 GEOLOGIA ESTRUTURAL REGIONAL

Macdonald *et al.* (1998) diz que a maior parte das camadas de rocha expostas na Ilha James Ross mergulha para o interior da bacia (sudoeste), com um ângulo de mergulho de 10° ou menos decrescendo à medida que se aproxima do centro da bacia sedimentar. Nota-se também uma que existe uma discordância angular entre as formações Whisky Bay e Hidden Lake, conforme descrito por Bibby (1966). A Figura 10 apresenta uma seção estrutural simplificada da Península Ulu.

Figura 10 - Seção estrutural simplificada da Península Ulu, Ilha James Ross



Fonte: modificado de Macdonald *et al.* (1998)

A seção apresentada por Macdonald *et al.* (1998) não contempla as falhas normais do embasamento. Entretanto sabe-se da existência destas, conforme pode ser observado no modelo evolutivo proposto por Keller *et al.* (1990) (Figura 13). Essas falhas apresentam direção geral

NE-SW com algumas estruturas apresentando orientação NW-SE, isso se deve principalmente ao movimento oblíquo de separação de placas que deu origem ao Mar de Weddell (Figura 15b).

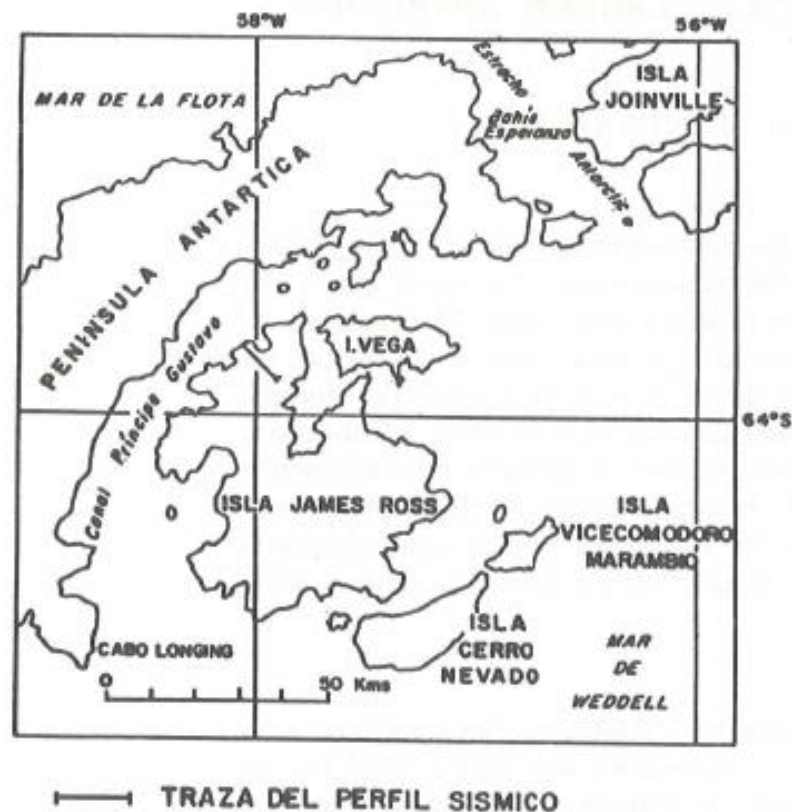
2.5 GEOFÍSICA

Conforme dito anteriormente, o desenvolvimento da Sub Bacia James Ross se deu no contexto de separação de Gondwana e abertura do Mar de Weddell (Hathway, 2000).

Os estudos iniciais baseados em levantamentos aerogeofísicos, sísmicos e geofísica marinha realizados na região não foram capazes de representar de forma detalhada a estrutura da Ilha James Ross apesar de terem ajudado a construir a geometria da Bacia Larsen.

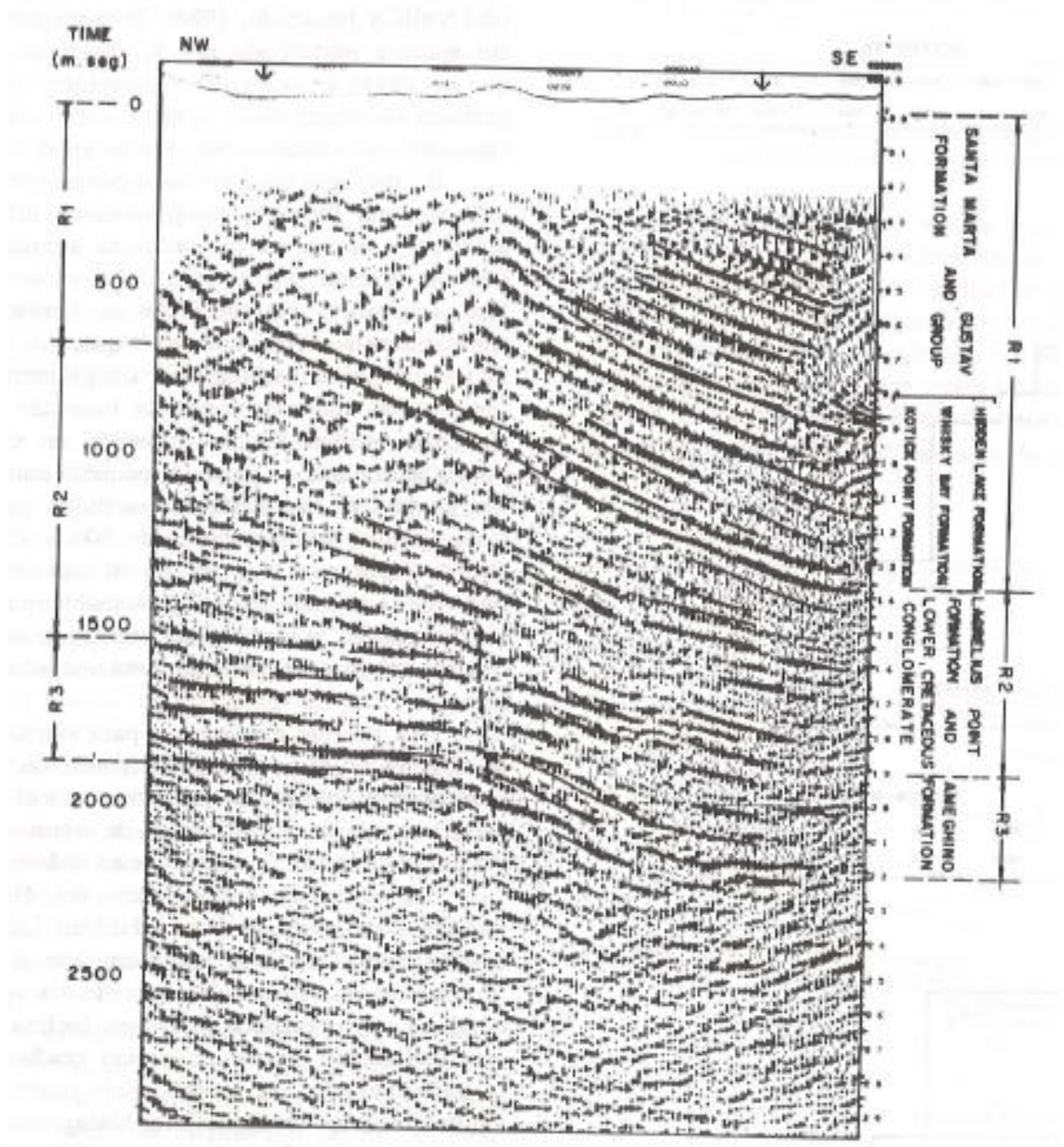
Neste contexto, Keller *et al.* (1990) apresentam os estudos sísmicos realizados na região da Península Ulu (Figura 11 e Figura 12) que fundamentaram um modelo evolutivo tectônico onde blocos de rocha foram movimentados (rebaixados, rotacionados e, posteriormente, ascendidos) em decorrência de esforços relacionados à migração de um arco magmático (Figura 13).

Figura 11 - Localização do perfil sísmico



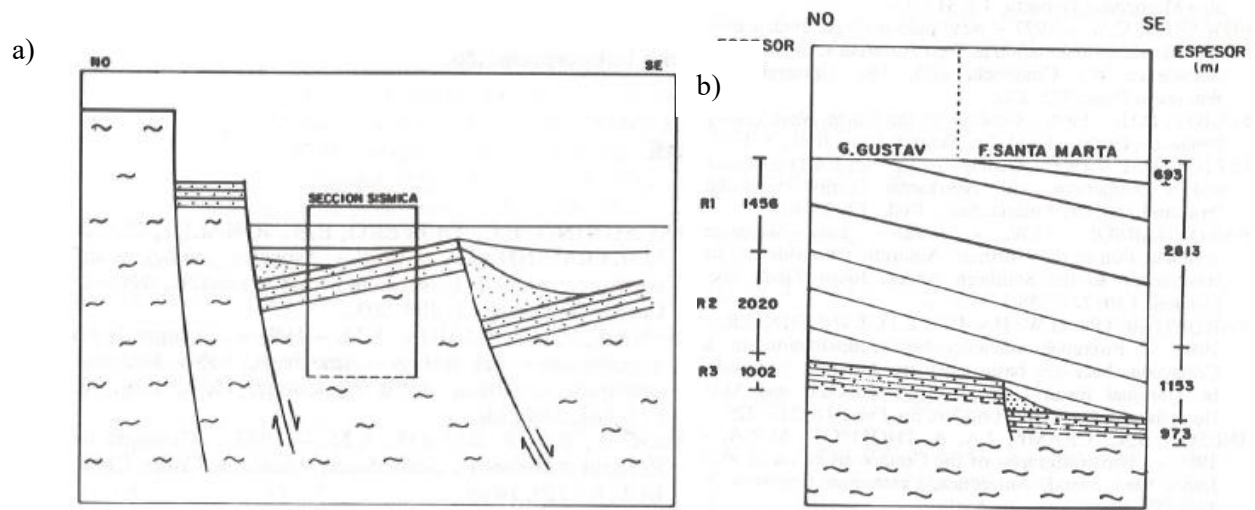
Fonte: Keller *et al.* (1990).

Figura 12 - Seção sísmica interpretada apresentando a correlação estratigráfica com as formações geológicas descritas em superfície



Fonte: Keller *et al.* (1990)

Figura 13 - Modelo tectônico estrutural proposto por Keller *et al.* (1990)

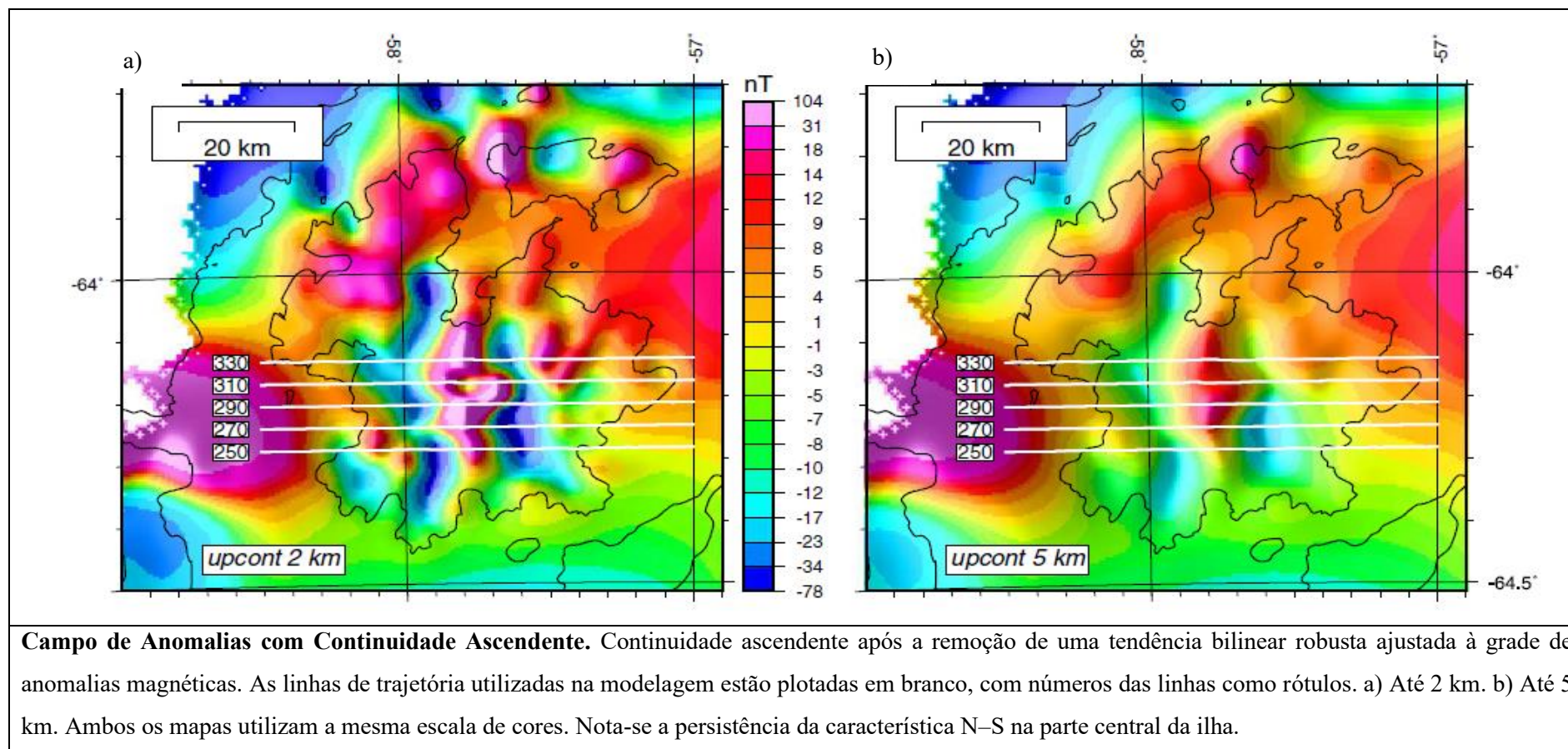


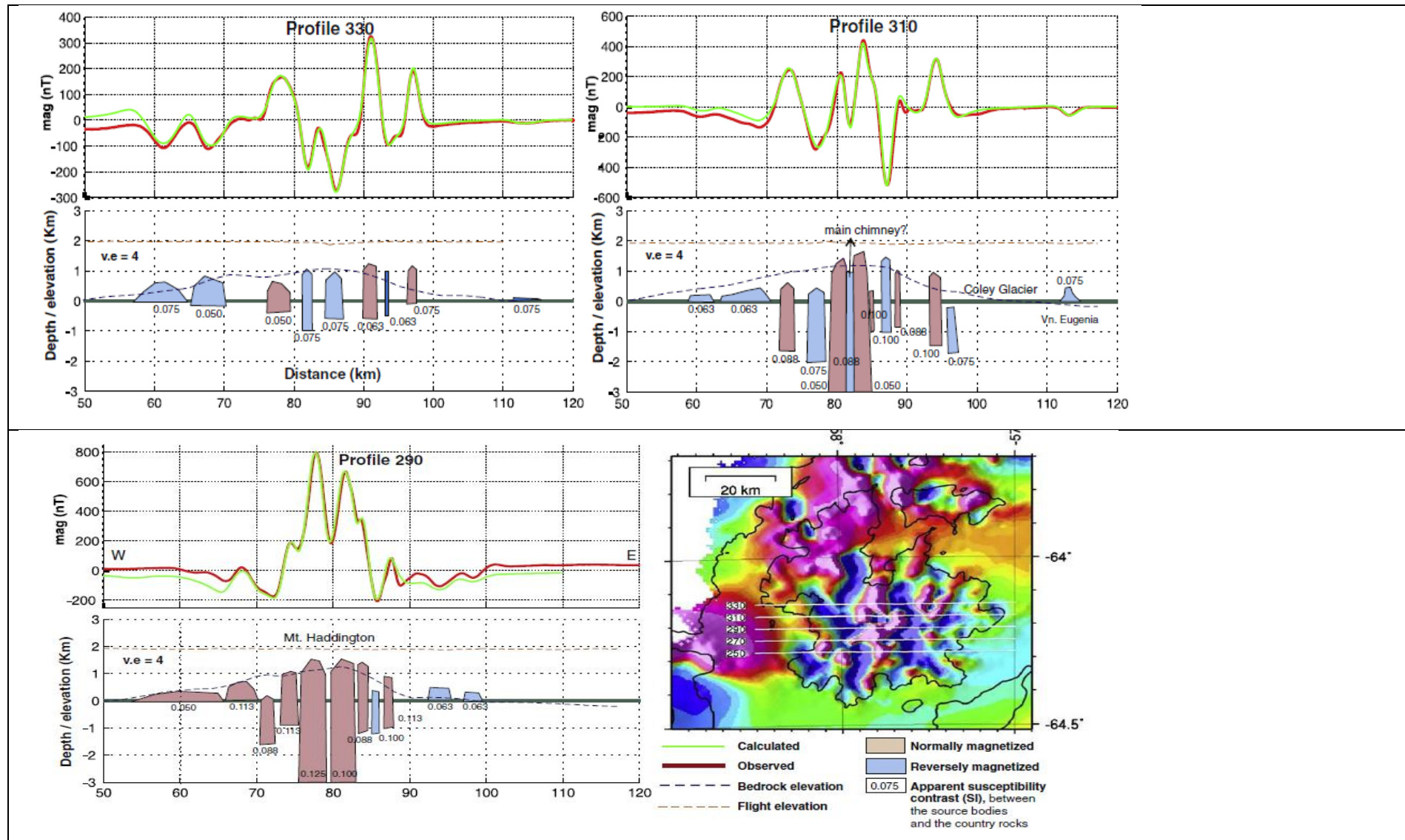
a) Provável aspecto estrutural da zona de estudo após o primeiro evento deformacional e localização da seção sísmica. b) aspecto da área abarcada pela seção sísmica após o segundo evento deformacional e espessura dos diferentes pacotes refletivos.

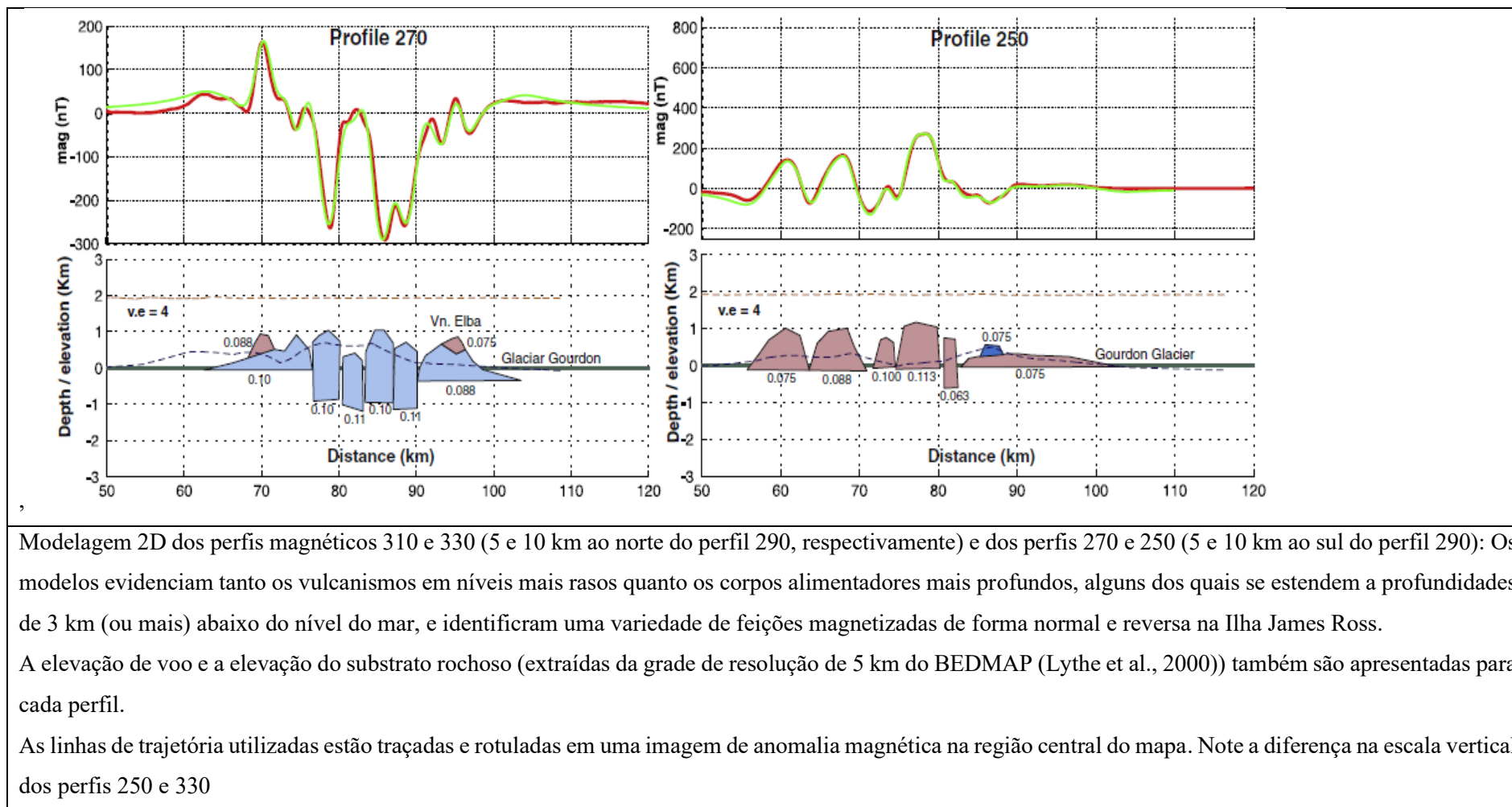
Fonte: Keller *et al.* (1990)

Ainda no âmbito de estudos geofísicos, Ghidella *et al.* (2013) propõe um modelo geofísico 2D da área central da ilha com base em resultados de levantamentos aerogeofísicos de alta resolução. O produto deste trabalho pode ser visto no Quadro 1 abaixo.

Quadro 1 - Resultados dos estudos geofísicos de alta resolução.



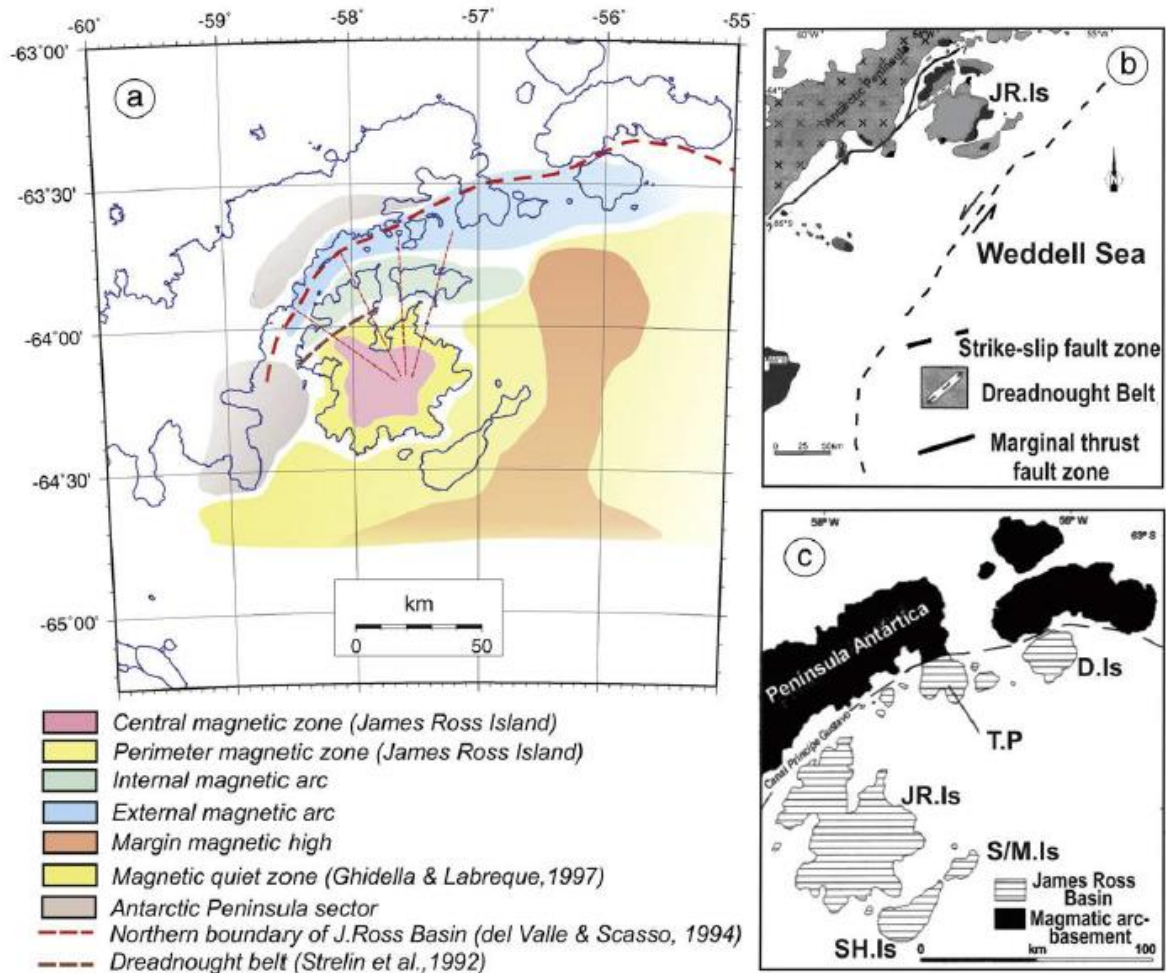




Fonte: Ghidella *et al.* (2013).

Ghidella *et al.* (2013), em seu modelo geofísico 2D, identificam a presença de uma zona de alta frequência de anomalias magnéticas a noroeste do Cinturão Drednought (Dreadnought Belt) (Figura 14), passando pela Península Ulu, pela Ilha Vega e pelo Canal Prince Gustaf, terminando de maneira abrupta próximo à margem leste da Península.

Figura 14 - Interpretação das zonas magnéticas obtidas nos estudos de Ghidella *et al.* (2013)



a) Mapa esquemático derivado da interpretação das anomalias magnéticas. b) Mapa apresentando a localização do Cinturão Drednought e das zonas de falha. c) Mapa apresentando a localização do limite oeste da Bacia Larsen.

Fonte: Ghidella *et al.* (2013)

Essas anomalias identificadas por Ghidella *et al.* (2013) estão distribuídas ao longo de dois arcos magnéticos, um mais interno passando pela Península Ulu e pela Ilha Vega e o segundo se desenvolve ao longo da margem oeste da Bacia James Ross, com o centro geométrico de ambos os arcos, sendo o Monte Haddington, localizado na porção central da Ilha James Ross.

Ghidella *et al.* (2013) propõe ainda que esses arcos magnéticos representam evidências de um controle estrutural dos eventos magmáticos no Neógeno através de condutos vulcânicos

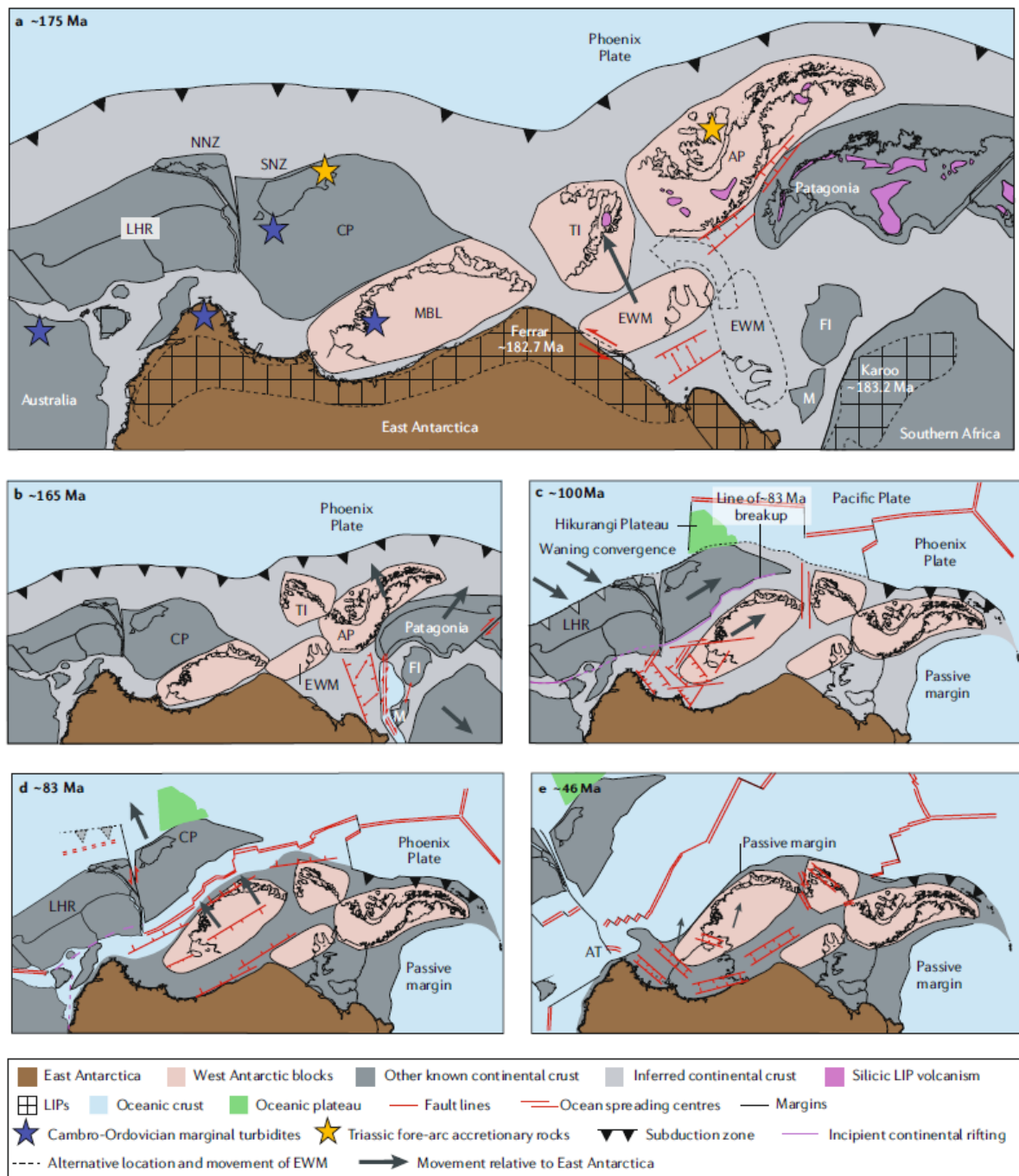
profundos e que estes condutos estão associados a sistemas de falhas herdadas do processo de rifteamento da Antártica.

2.6 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

A Figura 15, extraída na íntegra de Jordan *et al.* (2020), apresenta a reconstrução dos movimentos das placas tectônicas que deram origem a Bacia Larsen.

Nessa reconstrução, Jordan *et al.* (2020) apresenta, em rosa claro com as linhas de costa atuais para referência, os blocos do Oeste Antártico, Marie Byrd Land (MBL), Ilha Thurston (TI), Península Antártica (AP) e as Montanhas Ellsworth-Whitmore (EWM). Em cinza escuro são apresentadas as regiões continentais observadas hoje. Em cinza claro são apresentadas as regiões de crosta continental inferidas, essas regiões sofreram com intensas deformações e se encontram distorcidas a tal ponto que a reconstrução precisa de seus movimentos ao longo do tempo é extremamente complexa, se não inviável. As áreas hachuradas marcam as LIPs máficas do período Jurássico e as áreas em rosa escuro marcam as LIPs silicáticas. A área verde marca o platô oceânico. As estrelas azuis marcam ocorrências de turbiditos marginais de idade Cambro-Ordoviciano enquanto as estrelas laranja marcam rochas acrecionárias de antearco triássicas. As linhas tracejadas indicam a localização e rotação alternativas das EWM. As setas cinza indicam o movimento dos blocos em relação ao Leste da Antártica. As linhas paralelas em vermelho indicam os centros de espalhamento oceânico enquanto as linhas vermelhas únicas indicam zonas de falha. As linhas pretas serrilhadas indicam zonas de subducção. As demais áreas indicadas são o Platô Campbell (CP), o Platô das Ilhas Falkland (FI), a Elevação Lord Howe (LHR), o alto oceânico Maurice Ewing Bank (M), a Ilha Norte da Nova Zelândia (NNZ) e a Ilha Sul da Nova Zelândia (SNZ).

Figura 15 - Mapa de movimentação das placas tectônicas no Oeste da Antártica



(a) Início da separação de Gondwana no Médio Jurássico; (b) Separação da porção sul da África; (c) Início dos processos de rifteamento de MBL, do Mar de Ross e da Antártica Ocidental; (d) Separação da Zelandia; (Estágios finais de desenvolvimento do rifte da Antártica Ocidental e conexão com a Fossa Adare (*Adare Trough* – AT)).

Fonte: Jordan *et al.* (2020)

Cabe ressaltar que durante o Jurássico, a Península Antártica, a MBL e o sistema rifte da Antártica Ocidental desenvolveram diferentes configurações tectônicas. A Península Antártica apresentou um magmatismo contínuo, mas de extensão limitada, durante todo o

período associado a um processo de subducção e afinamento crustal. Enquanto nas demais áreas o magmatismo era limitado, havendo espessamento da crosta, o que levou ao derretimento da crosta inferior (Jordan *et al.*, 2020).

Nesse contexto a Bacia Sedimentar Larsen, segundo Hathway (2000), reflete a transição de um sistema de rifte continental jurássico para uma bacia de retroarco mesozoico, controlada pela subducção da placa oceânica de Phoenix sob a placa Antártica. Durante o Jurássico Médio ao Cretáceo Inferior, a bacia passou por episódios de extensão crustal, resultando em falhas normais NE–SW e sedimentação sin-rifte, dominada por depósitos vulcano-sedimentares. No Cretáceo Superior, com a migração do arco magmático para oeste e a continuidade da subducção, a bacia evoluiu para um ambiente de subsidência térmica e sedimentação marinha profunda, caracterizando sua fase de retroarco. Essa etapa foi marcada por espessos pacotes turbidíticos e hemipelágicos, com feições estruturais que indicam episódios locais de compressão e inversão tectônica.

3 ASPECTOS LITOESTRATIGRÁFICOS

Dentre as amostras de rocha coletadas nos pontos visitados (Tabela 1), três foram selecionadas por apresentar, a olho nu, indícios de mecanismos de deformação ou por estarem inseridas em um contexto em que esses mecanismos podem se manifestar mais facilmente.

Abaixo segue uma breve descrição macroscópica destas amostras bem como apresentação do contexto geológico e geomorfológico em que foram coletadas, seguida da descrição microscópica das rochas que foram observadas sob luz polarizada (LP) e luz plano polarizada (LPP)

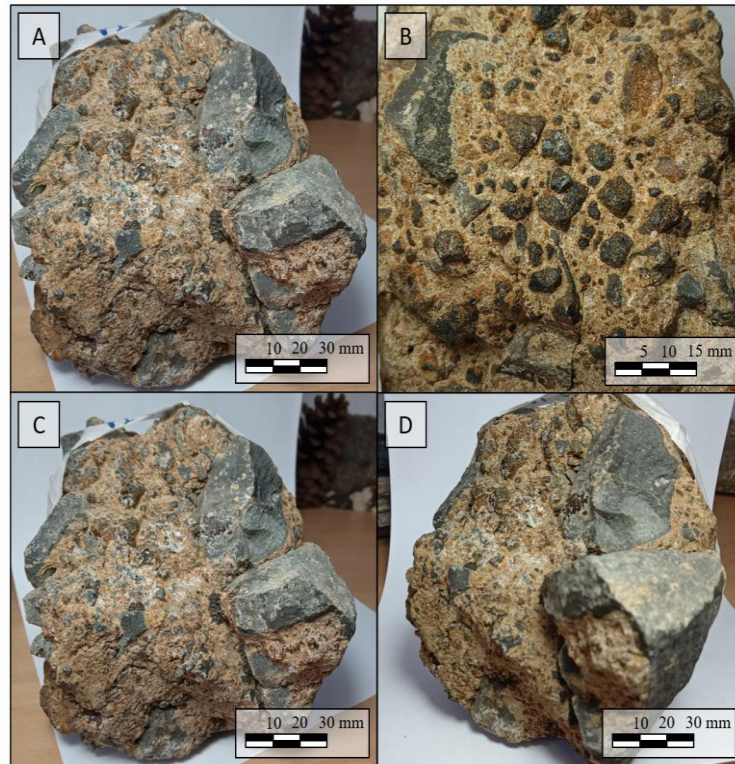
3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA: MACRO E MICROSCÓPICA

- P1 – BRECHA HIALOCLÁSTICA

Macroscopicamente a amostra P1 é uma brecha máfita piroclástica, matriz sustentada, composta por piroclastos (blocos a lapilli), oligomítica, com matriz fina. A Figura 16 apresenta a amostra de onde foram feitas as lâminas e a Figura 17 apresenta a condição *in situ* das rochas.

A matriz da rocha é composta por fragmentos de rocha melanocrática afanítica, frequentemente oxidada e de tonalidade vermelho-alaranjado. Os fragmentos piroclásticos apresentam tamanhos variando de 30 a 50 mm e são compostos apenas por vitrófiro melanocrático, são angulosos e inequidimensionais. É uma rocha unimodal com mais de 60 % dos piroclastos composto por lapilli.

Figura 16 - Brecha Hialoclástica



Fonte: Wilk Guilherme

Figura 17 - Local de coleta das amostras P1 no ponto P1

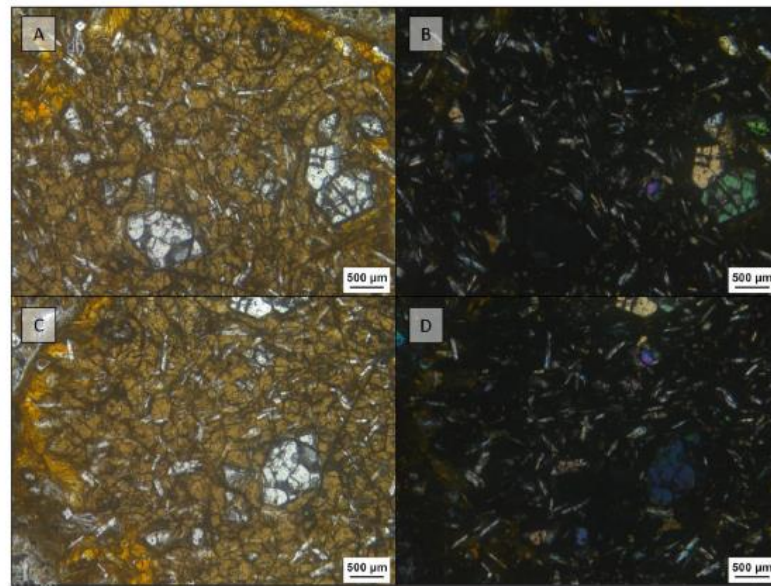


Fonte: Cláudio Lana

A análise microscópica indica que a rocha é composta por carbonato, olivina, plagioclásio e glauconita. A rocha é caracterizada por apresentar componentes piroclásticos imersos em matriz de composição máfica. Os piroclastos são constituídos por fenocristais de olivina inseridos em uma matriz composta por plagioclásio, glauconita e vidro vulcânico (Figura 18). Por outro lado, a matriz da rocha contém fenocristais de olivina imersos em uma

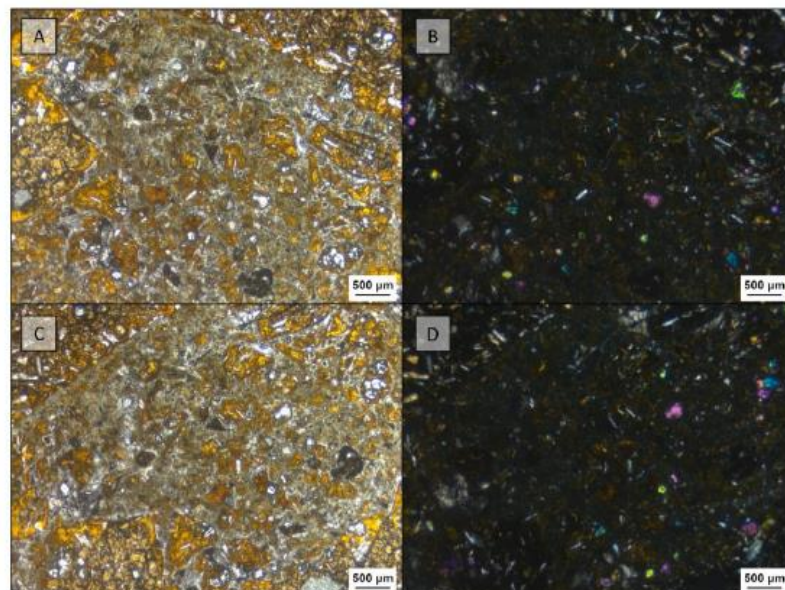
fase composta por carbonato e vidro vulcânico (Figura 19). Sugere-se que os piroclastos apresentem textura do tipo intersertal e estejam relacionados a fragmentos de rochas vulcânicas previamente consolidadas (Figura 18). Ademais, os piroclastos de olivina variam de euédrica (Figura 18) a subédrica (Figura 19), ao passo que na matriz, os grãos de olivina, se apresentam de forma anédrica.

Figura 18 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas gerais dos piroclastos. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

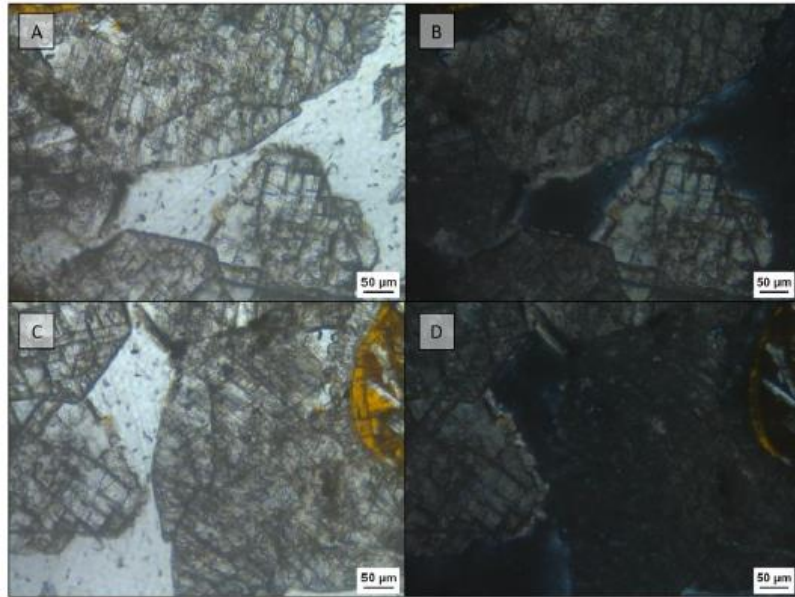
Figura 19 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas gerais da matriz da brecha. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

O carbonato ocorre, sob luz plano polarizada, como mineral incolor, com relevo médio e clivagem romboédrica e fraturados (Figura 20- A, C); sob luz polarizada, apresenta cores de interferência variando entre amarelo-palha e cinza desbotado, típicas de cores de altas ordens (Figura 20- B, D).

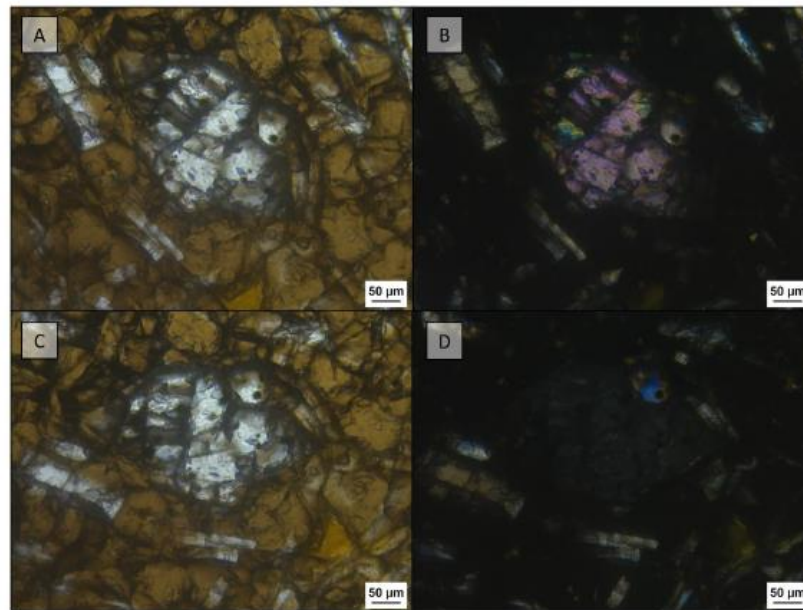
Figura 20 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas do carbonato. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilk Guilherme

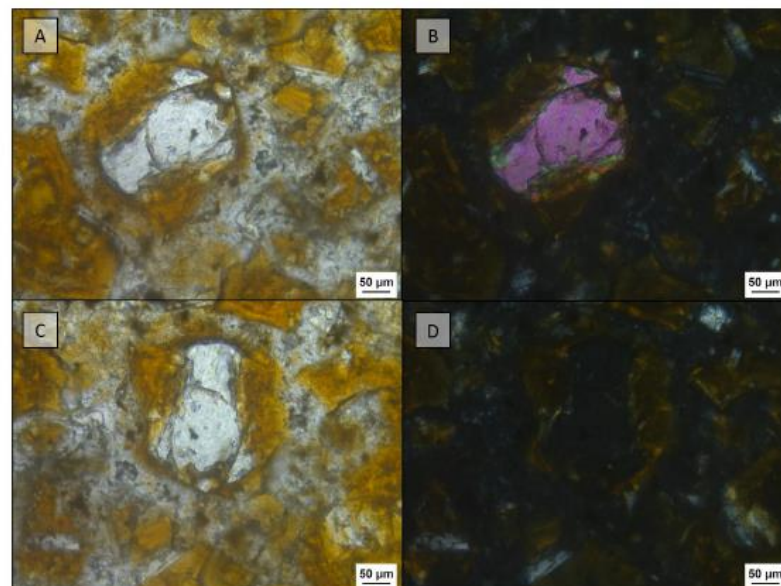
A olivina é incolor sob LPP, apresenta-se com relevo alto, intensamente fraturada nos piroclastos (Figura 21- A, C) e na matriz da brecha apresenta um grau menor de fraturamento (Figura 22- A, C), sob LP exibe cores de interferência em tons de rosa e verde, ambas correspondentes à segunda ordem (Figura 21 - B, D) (Figura 22- B, D).

Figura 21 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas da olivina que compõe os piroclastos. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

Figura 22 - Imagem em microscópio óptico da amostra P1 representando as propriedades ópticas da olivina da matriz da brecha. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



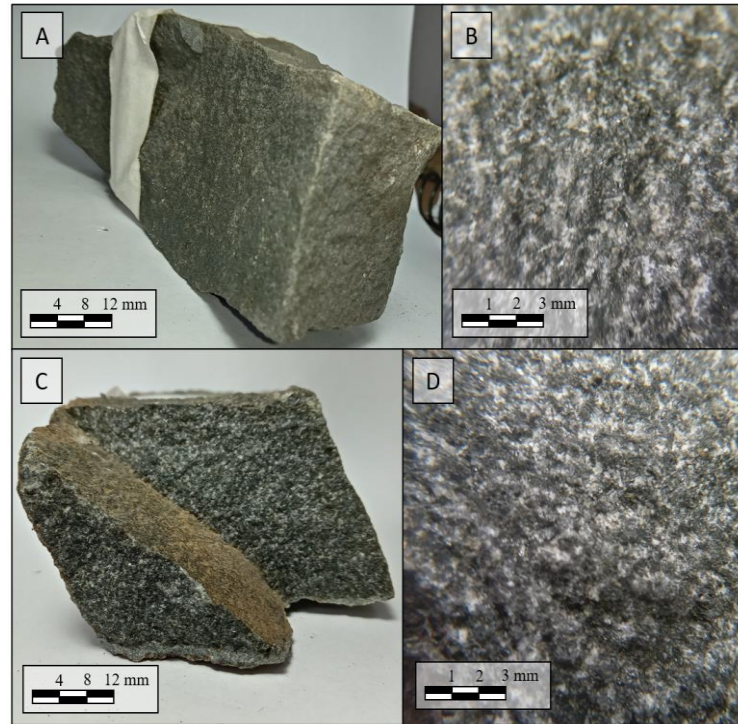
Fonte: Wilck Guilherme

- P9 – BASALTO

A olho nu, a amostra P9 é um basalto (Figura 23), melanocrático, equigranular, maciço e fino, composto por feldspatos, piroxênios e quartzo vítreo, provavelmente oriundo de processos de diferenciação magmática. É possível observar também a presença de um plano

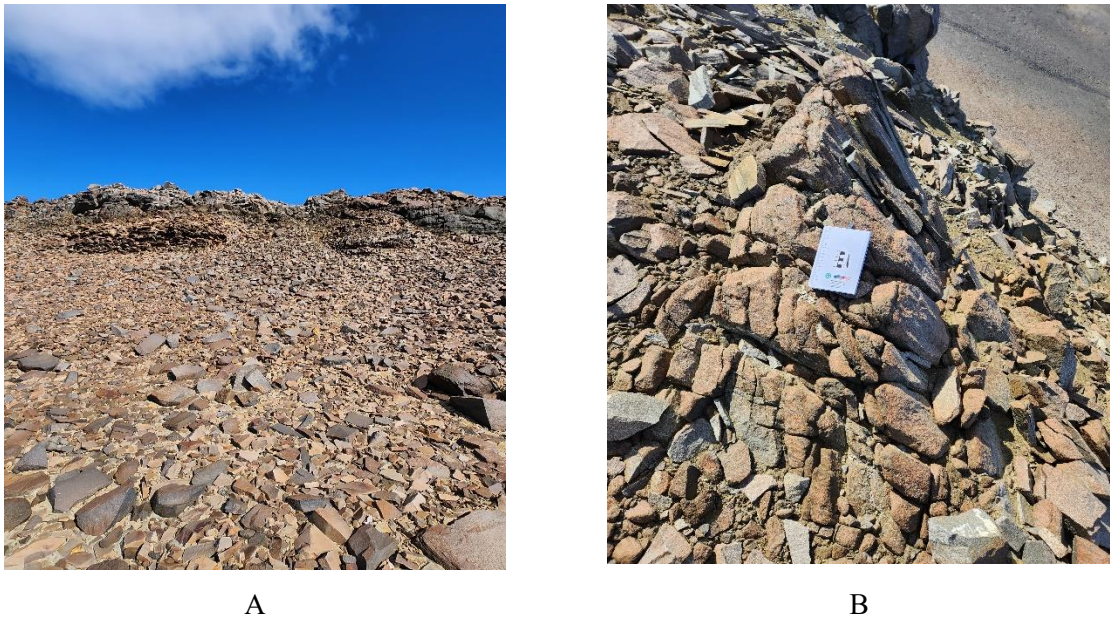
estrutural que se propaga por toda a amostra, que pode ser vista em detalhe na Figura 23C. A Figura 24A e a Figura 24B apresentam as condições *in situ* das rochas.

Figura 23 - Basalto



Fonte: Wilk Guilherme

Figura 24 – Local de coleta das amostras P9 no ponto P9

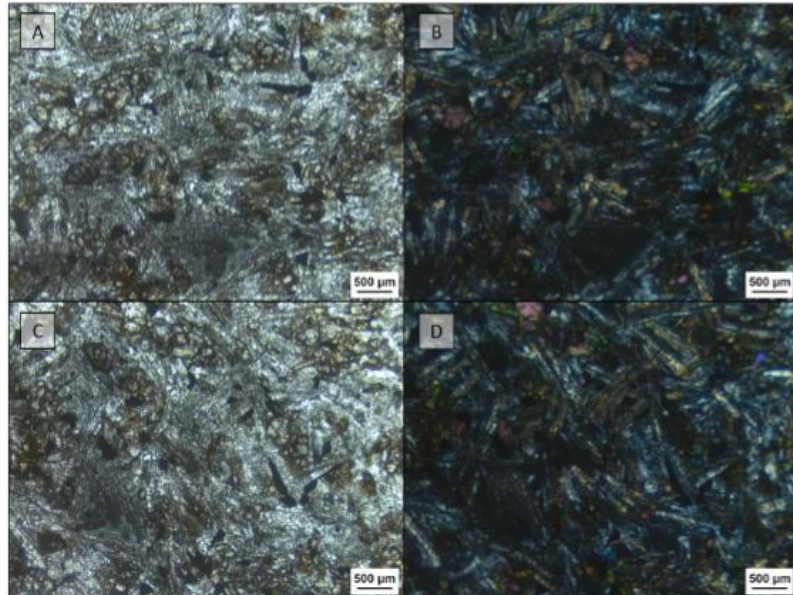


Fonte: Cláudio Lana

Sob análise em microscópio petrográfico, é possível identificar olivina, hornblenda, plagioclásio, glauconita e minerais opacos (Figura 25). A olivina e a hornblenda ocorrem sob a

forma de fenocristais, imersos em uma matriz composta por plagioclásio, vidro vulcânico e minerais opacos, caracterizando uma textura do tipo intersertal (Figura 25). Sugere-se que a glauconita seja resultante da alteração de material máfico.

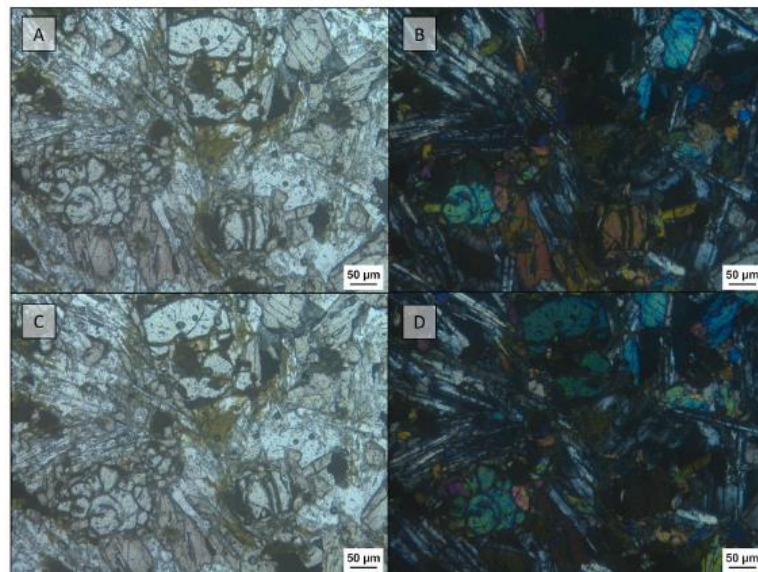
Figura 25 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas gerais da amostra. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

A olivina, sob luz polarizada paralela (LPP), apresenta-se incolor razoavelmente fraturada, com relevo alto e hábito anédrico (Figura 26 - A, C). Sob luz polarizada cruzada (LP), exibe cores de interferência em tons de verde, rosa e azul, pertencentes à segunda e terceira ordens (Figura 26- B, D).

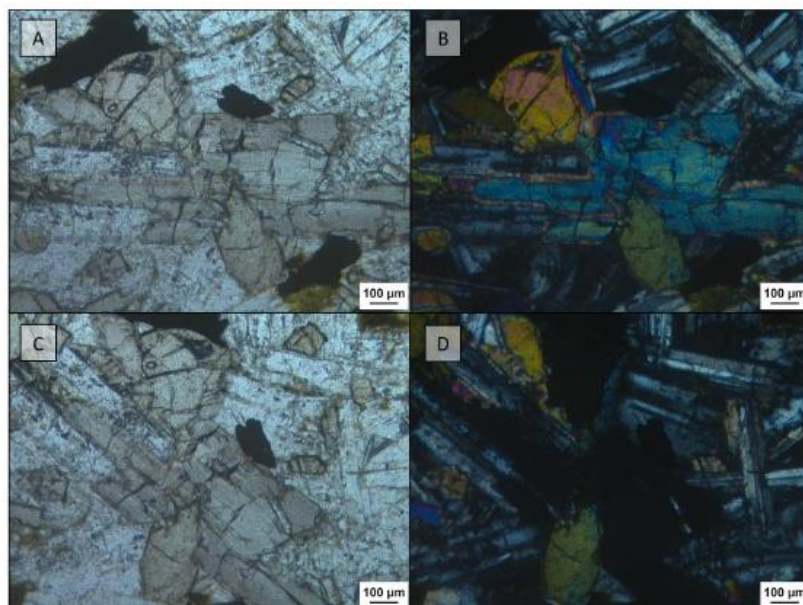
Figura 26 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da olivina. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

A hornblenda, a LPP, apresenta coloração marrom-clara, relevo alto e hábito variando de subédrico a anédrico, com fraturas aparentes (Figura 27- A, C). A LP revela cores de interferência em tons de azul, amarelo, rosa e verde, todas pertencentes à segunda ordem (Figura 27- B, D).

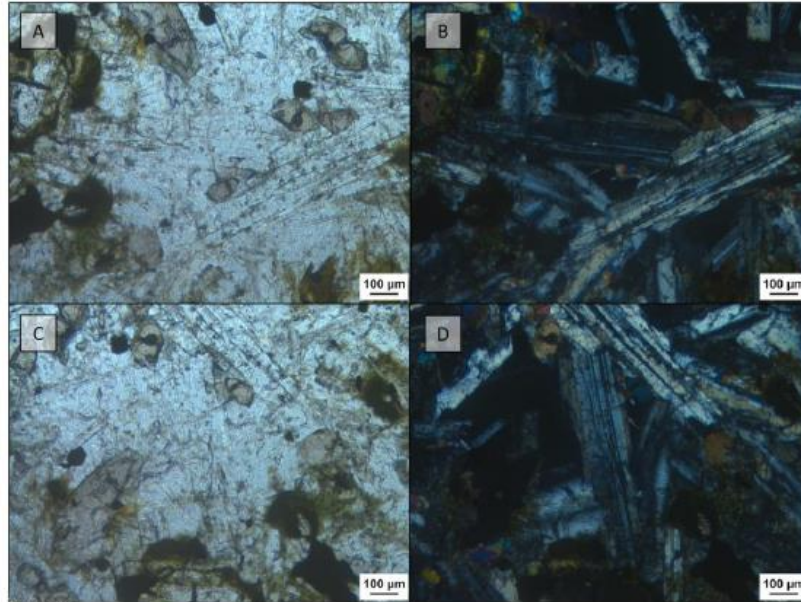
Figura 27 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da honblenda. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

O plagioclásio ocorre, a nicóis descruzados, como mineral incolor, de relevo baixo e hábito subédrico (Figura 28- A, C). Sob LP, apresenta cor de interferência cinza de primeira ordem, exibindo macla polissintética segundo a lei da albita (Figura 28- B, D).

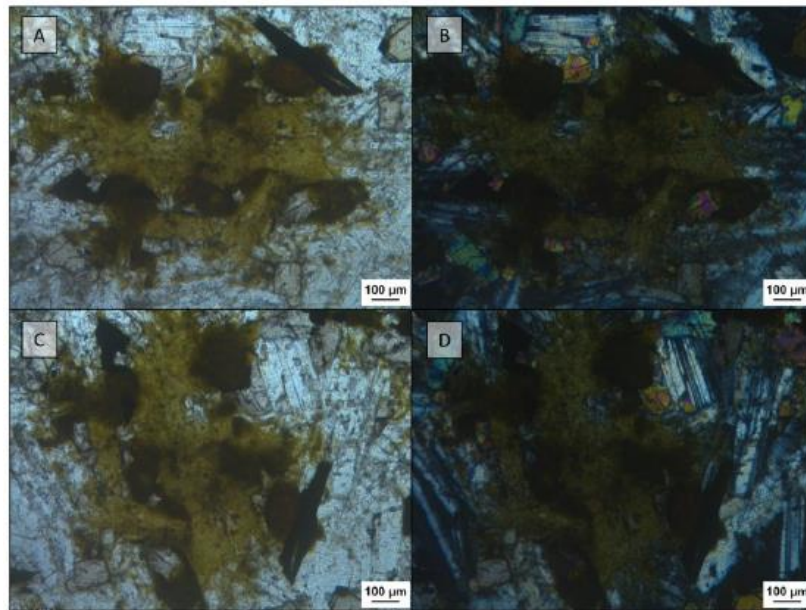
Figura 28 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas do plagioclásio. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

A glauconita ocorre, a LPP, com tonalidade verde-amarelada, relevo médio e hábito anédrico (Figura 29 - A, C). A LP caracteriza-se pela ocorrência de extinção mosqueada constante. Os minerais opacos ocorrem dispersos na matriz, com hábito anédrico (Figura 29 - B, D).

Figura 29 - Imagem em microscópio óptico da amostra P9 representando as características ópticas da glauconita. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.

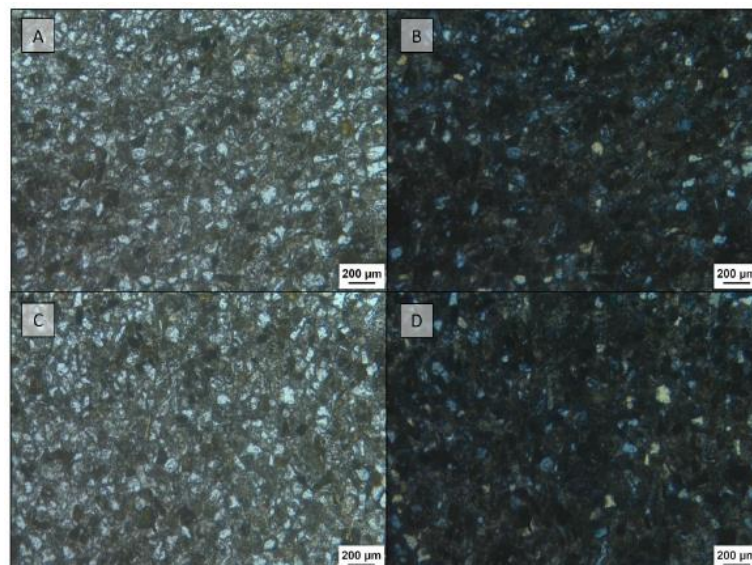


Fonte: Wilck Guilherme

- P17 – ARENITO

Microscopicamente, a amostra P17 apresenta feições sedimentares, baixa maturidade textural e composicional. Foram identificados os seguintes minerais: quartzo, plagioclásio, hornblenda, glauconita, biotita, olivina e minerais opacos, todos imersos em uma matriz de composição pelito-carbonática (Figura 30). De modo geral, as características petrográficas observadas remetem a rochas de natureza vulcanossedimentar.

Figura 30 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas geral da amostra. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.

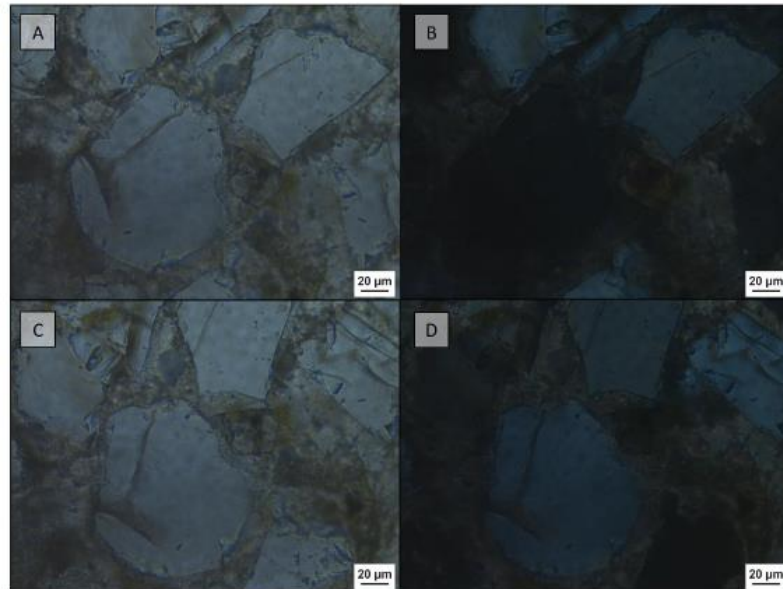


Fonte: Wilck Guilherme

O quartzo, sob luz polarizada paralela (LPP), apresenta-se incolor, grãos angulosos a subangulosos, com relevo baixo e levemente fraturado (Figura 31- A, C). A luz polarizada cruzada (LP) exibe cor de interferência cinza de primeira ordem (Figura 31 - B, D)

Figura 31 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas do quartzo.

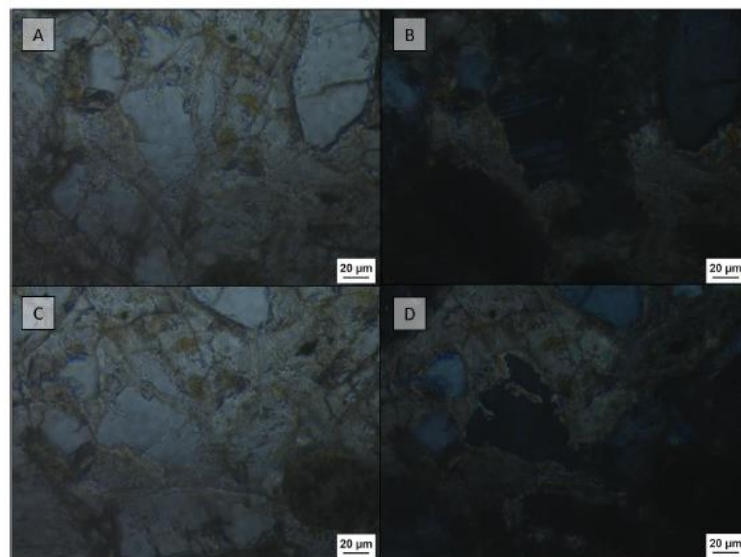
Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

O plagioclásio, é a LPP, incolor e de relevo baixo (Figura 32- A, C); sob LP, exibe cor de interferência cinza de primeira ordem, além de apresentar macla polissintética segundo a lei da albite (Figura 32- B, D).

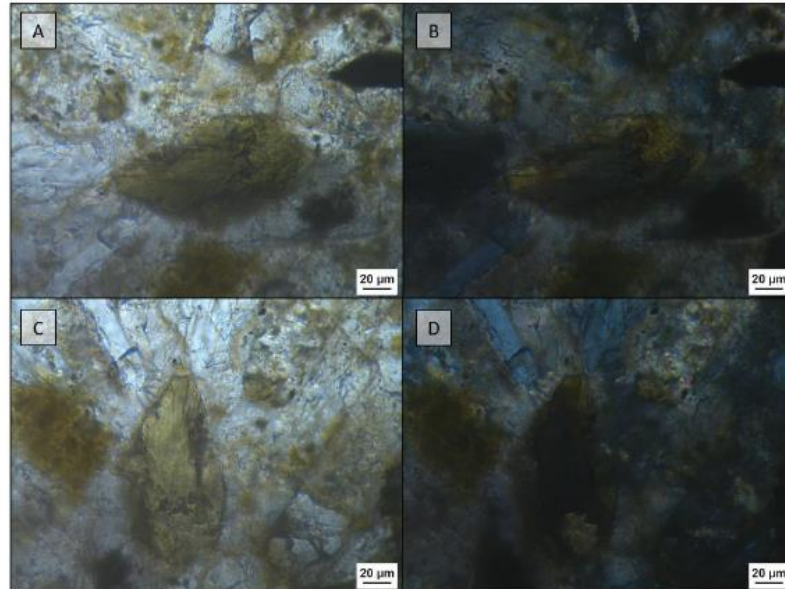
Figura 32 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de plagioclásio. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

A hornblenda apresenta-se, sob LPP, com coloração verde, anédrica, relevo médio e pleocroísmo bem definido (Figura 33- A, C); a LP exibe cor de interferência violeta escura e amarela, todas cores de 2º ordem (Figura 33- B, D).

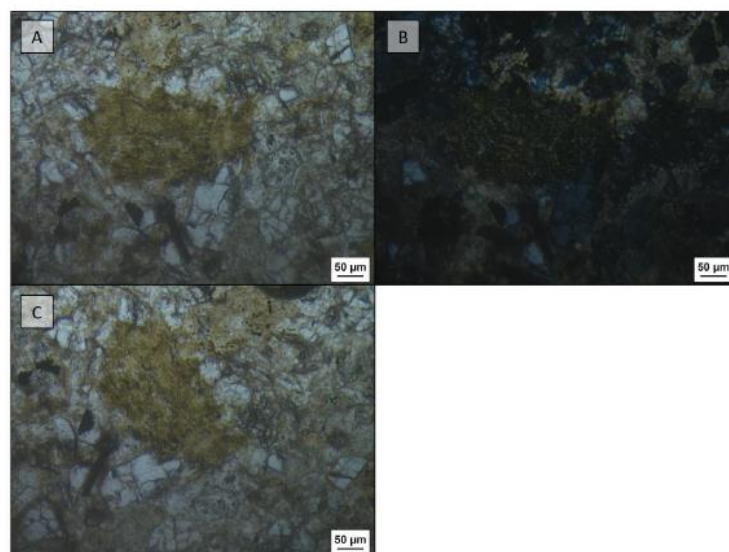
Figura 33 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de hornblenda. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

A glauconita, a LPP, apresenta coloração verde-amarelada, com relevo baixo (Figura 34- A, C); a LP mostra cores de interferência anômalas em tons de verde, e sempre há extinção mosqueada (Figura 34- B).

Figura 34 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de glauconita. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) pode-se observar a lâmina em LP.

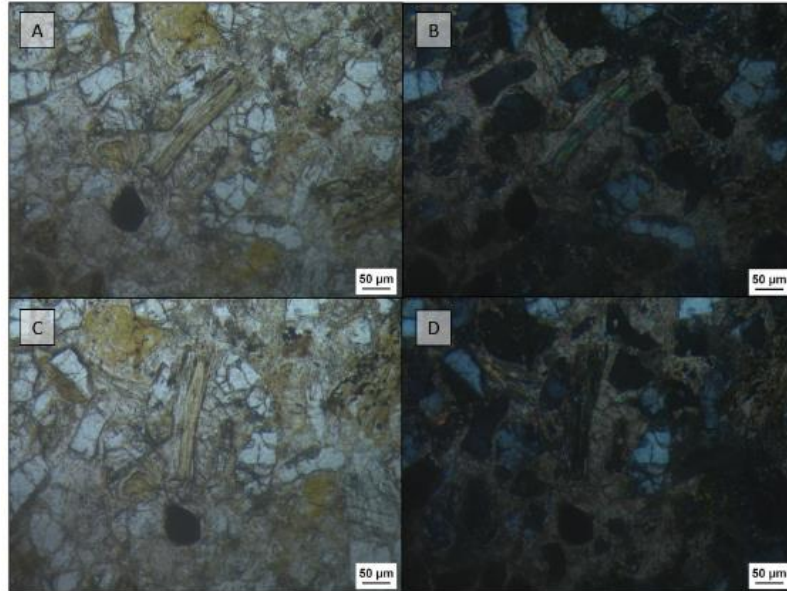


Fonte: Wilck Guilherme

A biotita, a LPP, exibe tonalidade marrom com pleocroísmo em diversos tons dessa cor, e relevo médio (Figura 35- A, C); sob LP, revela cores de interferência rosa, verde e amarelo de terceira ordem e extinção mosqueada (Figura 35 - B, D).

Figura 35 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de biotita.

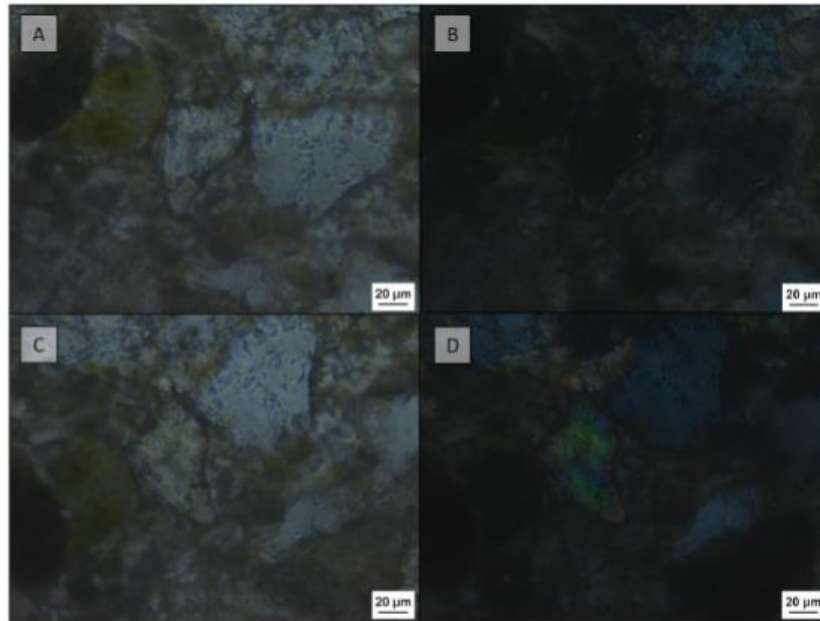
Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP



Fonte: Wilck Guilherme

A olivina ocorre, sob LPP, como cristais incolores, de relevo alto e anédricos (Figura 36- A, C); sob LP, apresenta cores de interferência em tons de rosa, verde e amarelo, pertencentes a cores 2° e 3°ordens (Figura 36- B, D).

Figura 36 - Imagem em microscópio óptico da amostra P17 representando as características ópticas de olivina. Em A) e C) pode-se observar a lâmina em LPP, e em B) e D) pode-se observar a lâmina em LP.



Fonte: Wilck Guilherme

3.2 METAMORFISMO

As rochas da Ilha James Ross são, no geral, relativamente pouco metamorfizadas. Entretanto o professor Cláudio Lana identificou em campo a ocorrência de metamorfismo de contato relacionado às intrusões vulcânicas. É possível que exista metamorfismo de soterramento em detrimento à acomodação/aumento litostática e/ou da reativação de falhas.

No que tange ao metamorfismo regional, Macdonald *et al.* (1998) sugerem uma deformação progressiva e soerguimento em uma estreita faixa na borda da bacia relacionada ao processo de inversão da mesma.

Apesar disso, não foi possível identificar nas amostras de mão, bem como nas lâminas delgadas, nenhum tipo de metamorfismo, apenas a presença de fraturas intragranulares que podem estar relacionadas, até certo grau, às atividades tectônicas na região.

4 CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL

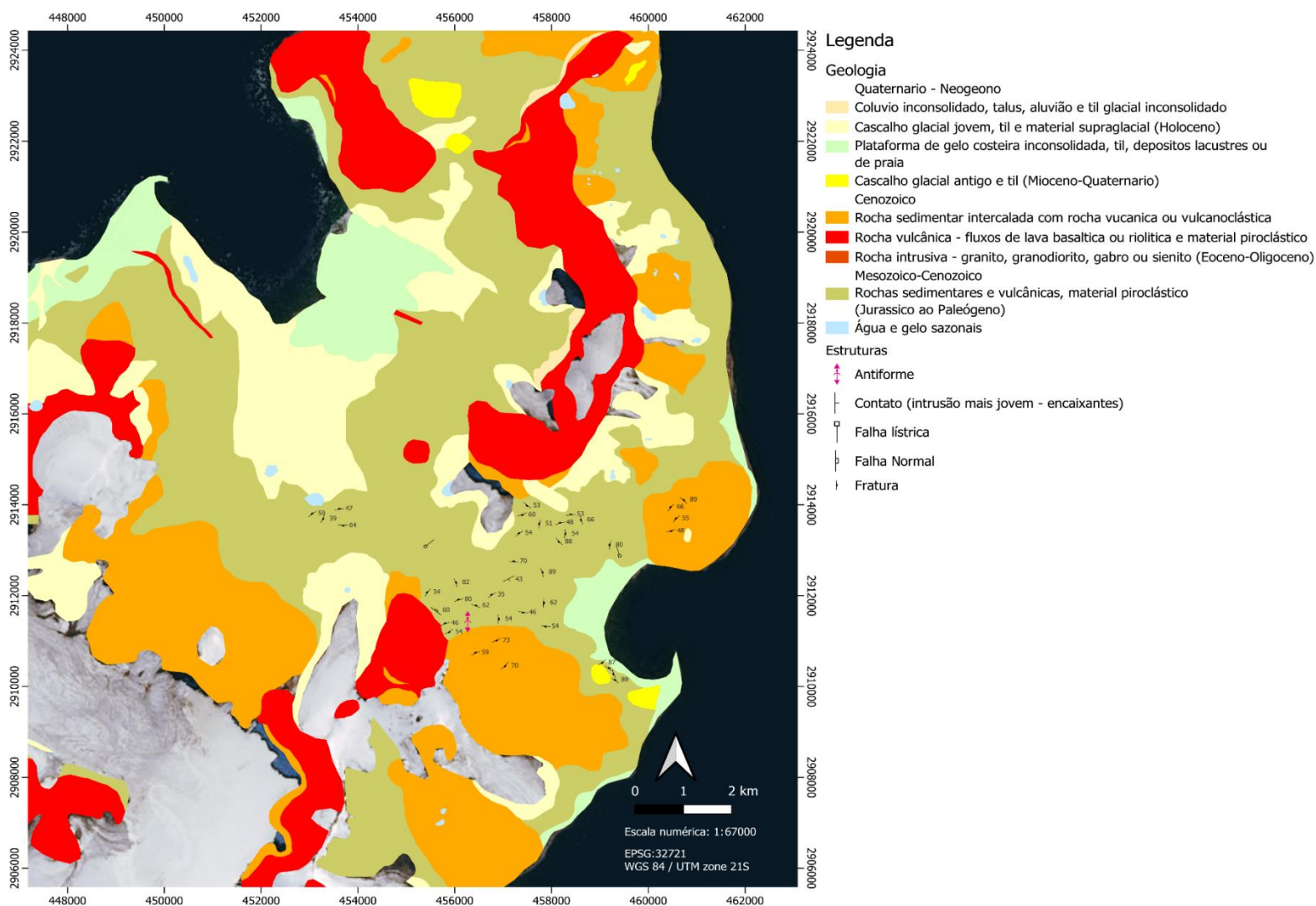
A maior parte das estruturas observadas na área são do tipo rúptil (fraturas e falhas) além de contatos entre diferentes litologias. Foi observado na área uma estrutura antiformal, entretanto não foram tomadas medidas nessa estrutura não sendo possível, portanto, caracterizá-la. Informações sobre as estruturas e (atitudes e coordenadas) podem ser vistas na Tabela 1.

4.1 ESTRUTURAS IDENTIFICADAS NA PENÍNSULA ULU

A maior parte das estruturas observadas correspondem a planos de fraturas, conforme pode ser observado na Tabela 1, cujas atitudes foram plotadas no mapa da Figura 37, dentro dos agrupamentos geológicos, mantendo uma proximidade com ponto relacionado.

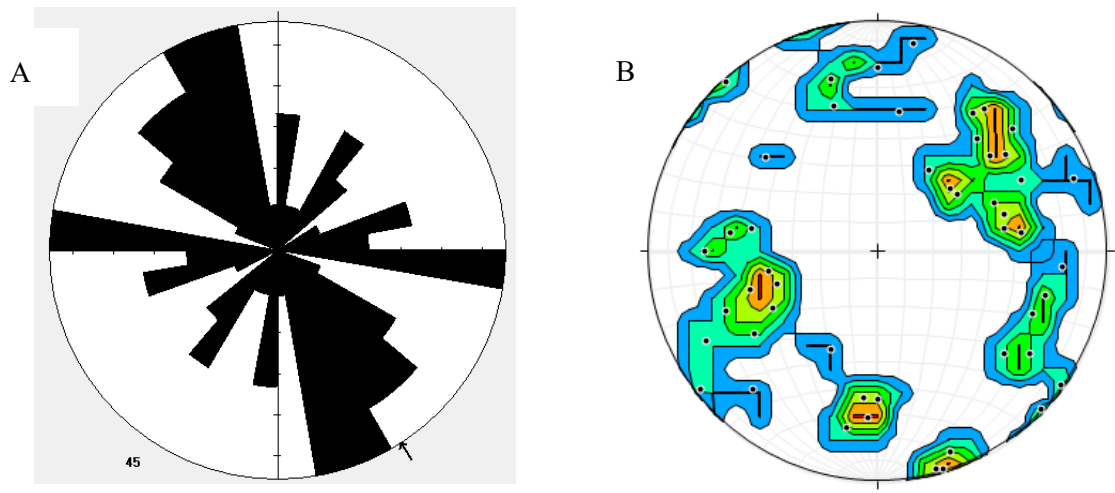
A Figura 38 apresenta a projeção estereográfica (A), a distribuição da frequência, no diagrama de roseta, da direção destes planos (b) e a projeção polar, com os polos dos planos agrupados nas respectivas famílias, das fraturas observados em mapa (Figura 37).

Figura 37 - Mapa geológico estrutural da área



Fonte: modificado de ATA SCAR GeoMAP geology (v.2022-08)

Figura 38 - Diagrama de rosetas apresentando a distribuição dos planos de fratura medidos na área de estudo e estereograma dos polos desses planos de fratura agrupados em famílias.



Fonte: Autor

A fim de melhor compreender e analisar essas estruturas, as atitudes dos planos de fratura foram agrupadas de acordo com litotipo onde foram observadas. A partir daí foram produzidos diagramas de roseta e estereogramas gerais (com todas as estruturas, planos e polos), e em pares conjugados de fraturas. Nesse contexto, um diagrama de rosetas pode ser utilizado para identificar as zonas preferenciais de fraturamento, além de ajudar a entender quais orientações são mais comuns e sua possível relação com esforços tectônicos regionais, enquanto os estereogramas dos pares conjugados permitem a identificação dos vetores de tensão (σ_1 , σ_2 , σ_3) que deram origem ao par de fraturas e os estereogramas com os polos desses planos permite agrupar as estruturas em famílias.

- Aspectos estruturais associados as escórias:

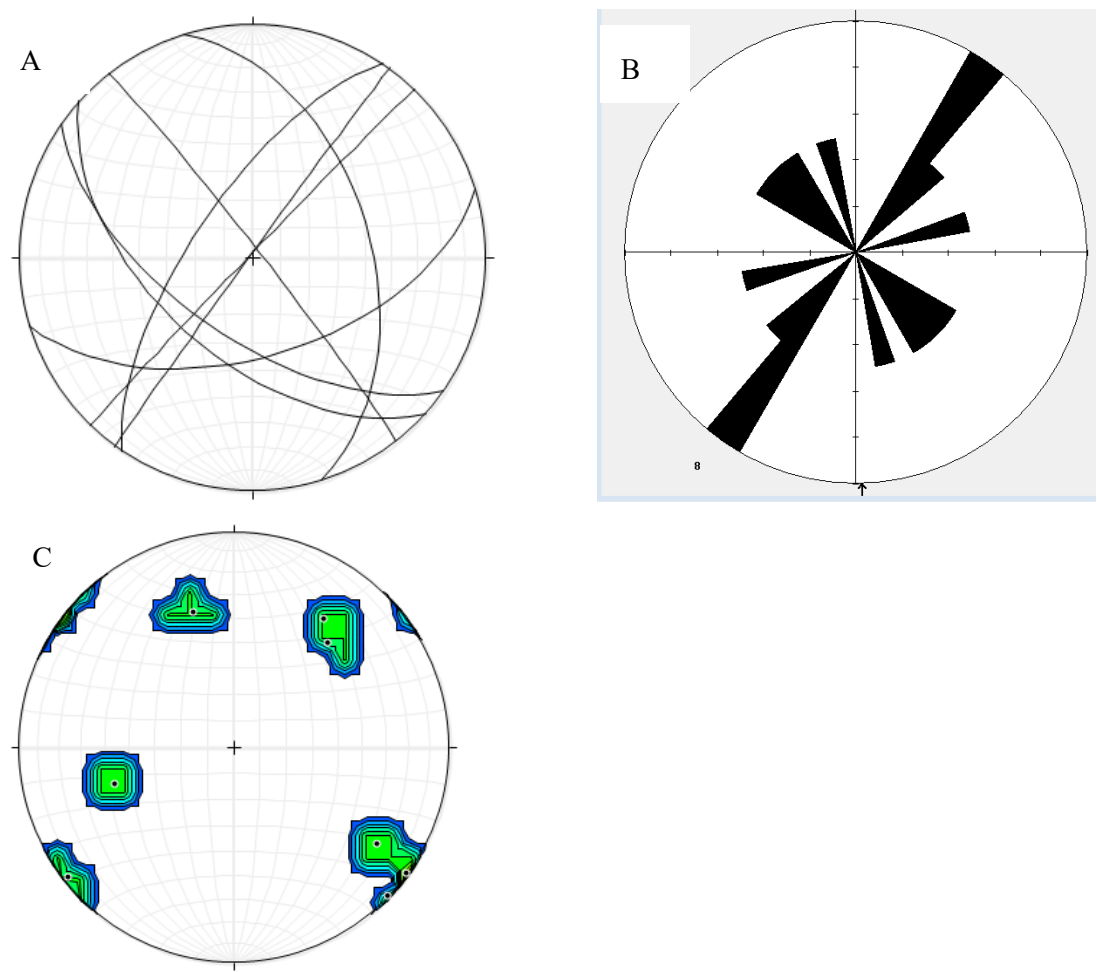
A Tabela 2 apresenta todas as fraturas observadas nas escórias na área de estudo. Essas estruturas foram plotadas em estereogramas bem como em um diagrama de roseta (Figura 39).

Tabela 2 - Estruturas encontradas nas Escórias

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	Direction	Rocha
P11	459083	2910276	fratura	55	163	escórias
			fratura	89	306	escórias
			fratura	87	52	escórias
			fratura	69	304	escórias
P16	460788	2913759	fratura	89	314	escórias
			fratura	48	73	escórias
			fratura	62	215	escórias

	fratura	55	222	escórias
--	---------	----	-----	----------

Figura 39 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos de fratura observados nas escórias



Fonte: Autor

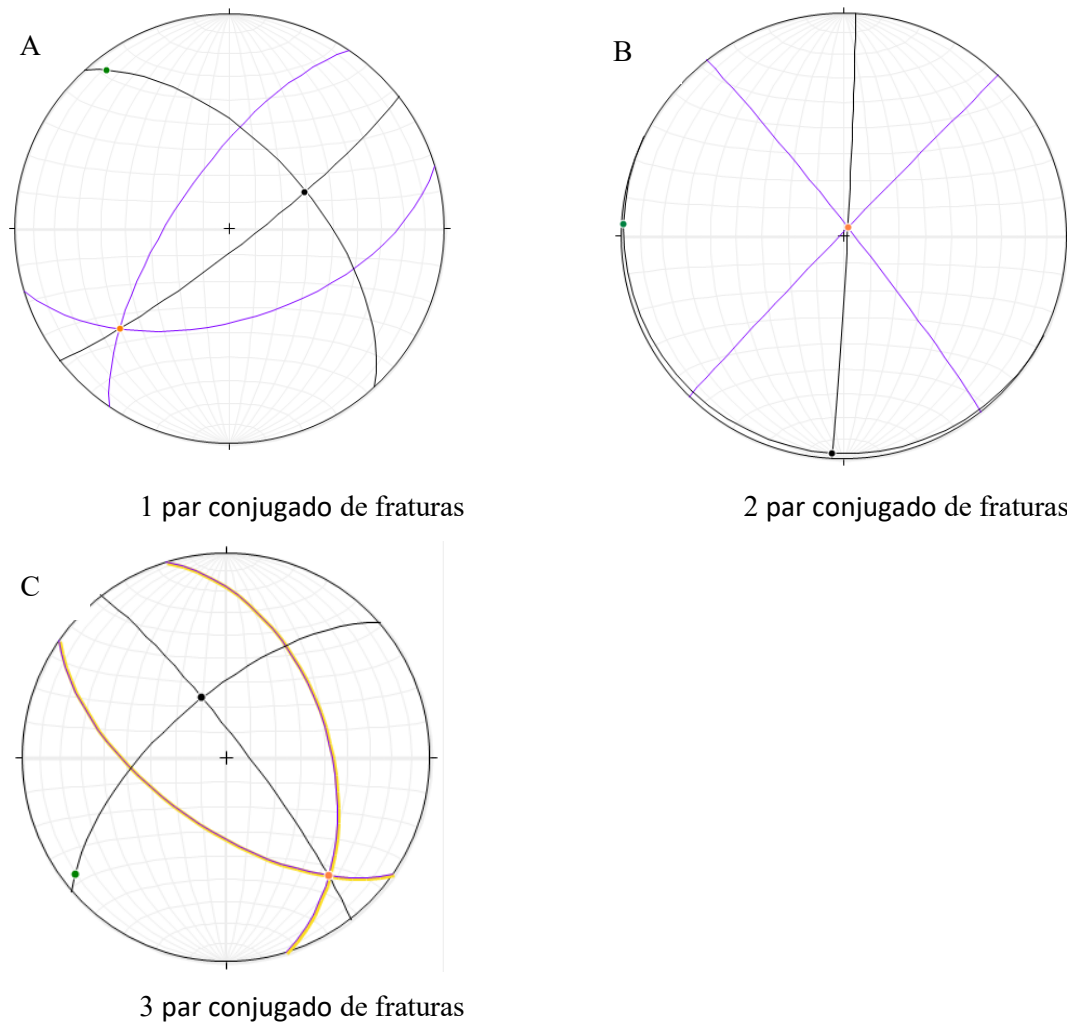
Conforme pode ser observado na Figura 39C, são identificadas 5 famílias de fraturas nas escórias, com duas direções preferenciais NE/SW e, em menor escala, NW/SE (Figura 39B)

A Tabela 3 apresenta as atitudes dos pares conjugados de fraturas utilizados para cálculo dos vetores de tensão e a Figura 40 apresenta os estereogramas utilizados para os cálculos.

Tabela 3 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas escórias e vetores de tensão associados

	DIP	Direction	σ_1	σ_2	σ_3
1 par conjugado de fraturas	55	163	64/58	228/31	322/7
	69	304			
2 par conjugado de fraturas	87	52	183/3	27/87	273/1
	89	314			
3 par conjugado de fraturas	48	73	338/64	139/24	232/7
	62	215			

Figura 40 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas escórias



Fonte: Autor

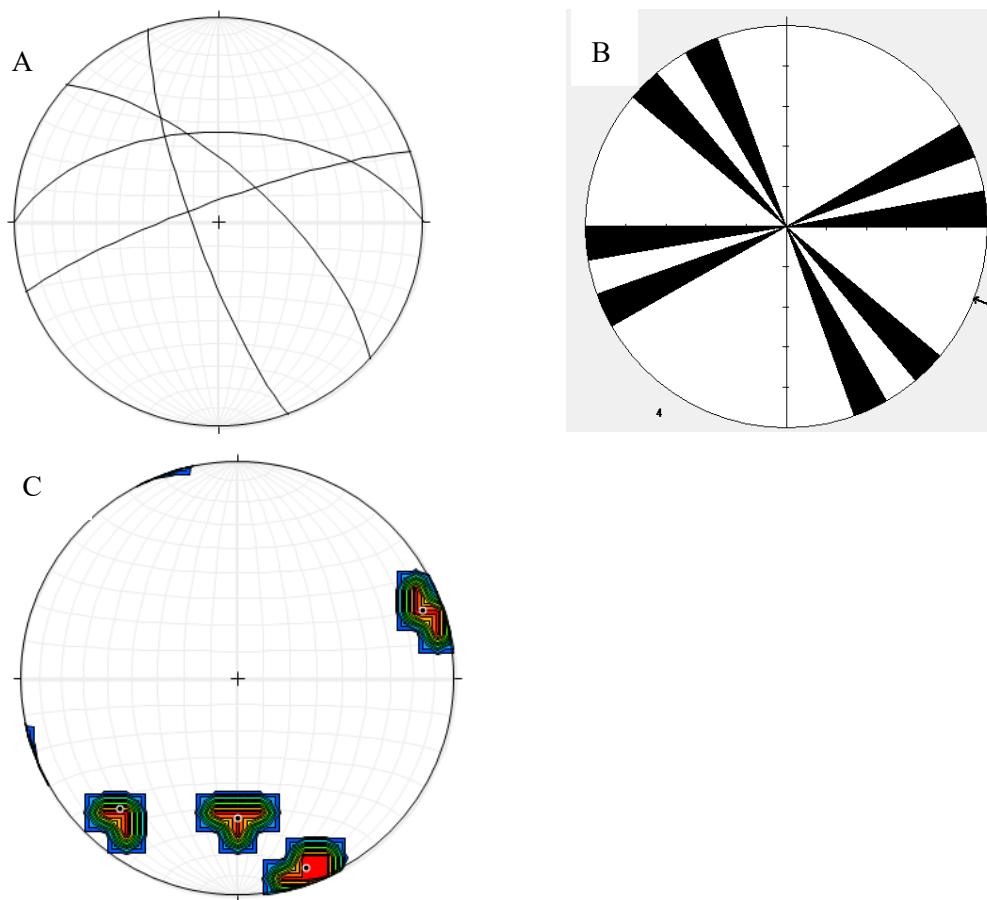
- Aspectos estruturais associados aos arenitos e tufitos

A Tabela 4 apresenta todas as estruturas observadas nas escórias na área de estudo. Essas estruturas foram plotadas em estereogramas bem como em um diagrama de roseta (Figura 41).

Tabela 4 - Estruturas encontradas nos Arenitos e Tufitos

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	Direction	Rocha
P2	456066	2911620	Fratura	80	250	arenito
			Fratura	54	0	arenito
			Fratura	82	340	arenito
P24	456924	2910767	fratura	70	42	arenito/tufito

Figura 41- Estereogramas das estruturas e diagrama de roseta dos planos de fratura observados nos arenitos e tufitos



Fonte: Autor

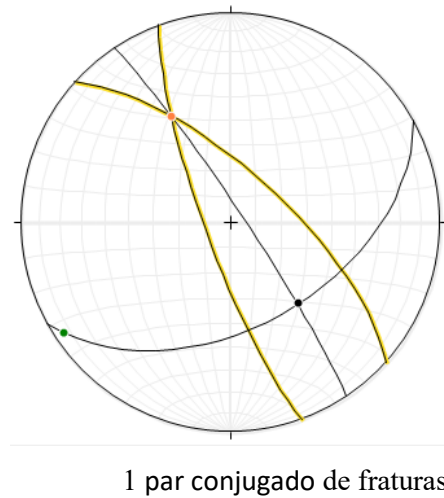
A Figura 41C mostra quatro famílias de fraturas enquanto o diagrama de rosetas (Figura 41B) mostra três direções preferenciais de fratura (NE/SW, E-W e NW/SE).

A Tabela 5 apresenta a atitude do par conjugado e dos vetores de tensão associados e a Figura 42 apresenta o estereograma utilizado para o cálculo.

Tabela 5 - Atitude do par conjugado de fraturas nos arenitos/tufitos e vetores de tensão associados.

	DIP	Direction	σ_1	σ_2	σ_3
1 par conjugado de	80	250	140/48	330/42	236/5
fraturas	70	42			

Figura 42 - Estereograma utilizado para calcular os vetores de tensão nos arenitos e tufitos



Fonte: Autor

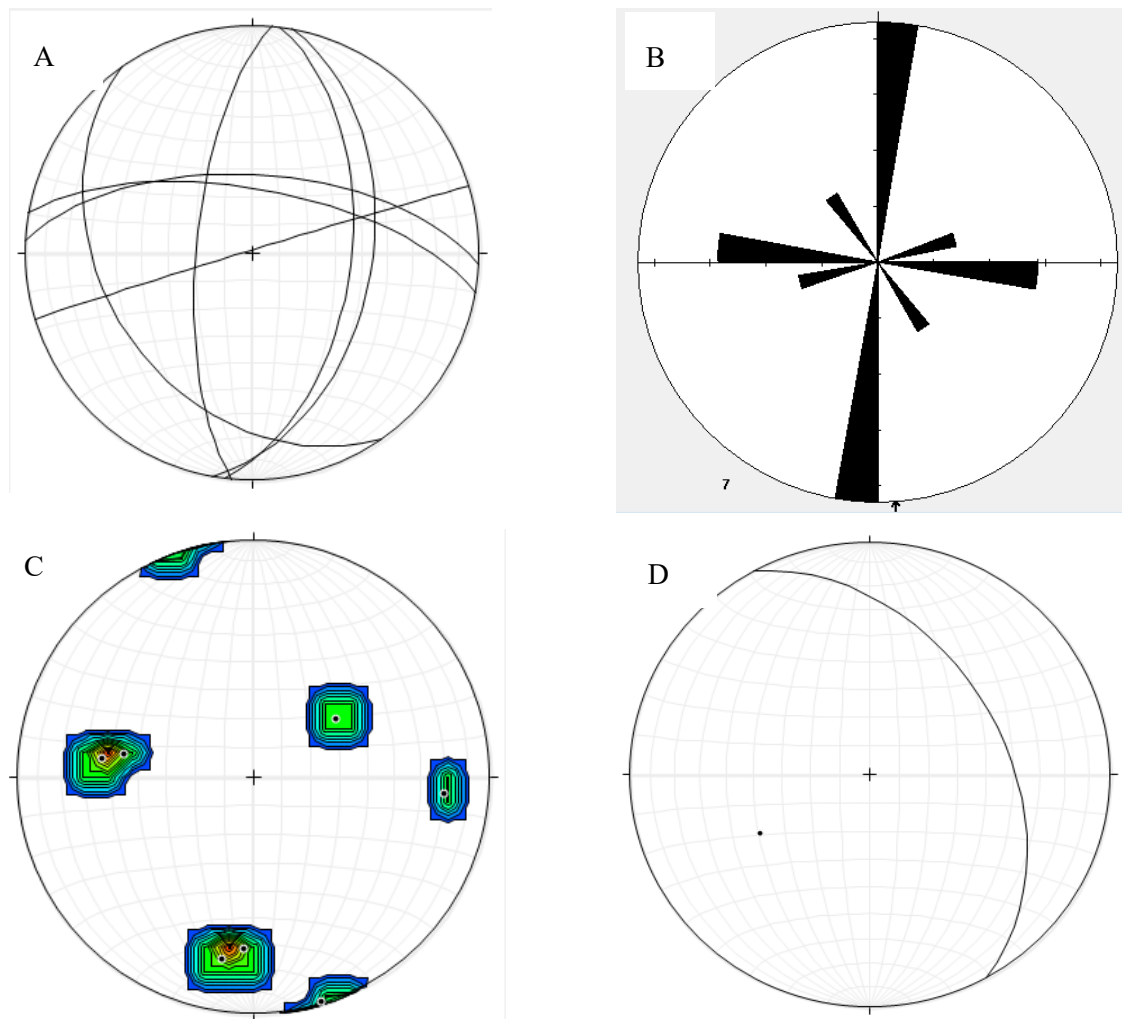
- Aspectos estruturais associados as rochas intrusivas

A Tabela 6 apresenta as estruturas observadas nas rochas intrusivas e a Figura 43 apresenta o diagrama de rosetas (Figura 43B) das fraturas observadas bem como estereogramas dos polos dos planos de fraturas agrupados em famílias (Figura 43C) e respectivos planos (Figura 43A) além do plano de contato da rocha intrusiva com a encaixante (Figura 43D).

Tabela 6 - Estruturas observadas nas rochas intrusivas

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	Direction	Rocha
P9	457355	2911986	contato intrusão mais jovem			intrusiva mais fina
			- encaixantes	43	61	e escura
			Fratura	62	3	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	89	343	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	67	10	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	35	235	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	46	100	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	70	275	intrusiva (fases mais antigas)
			Fratura	54	97	intrusiva (fases mais antigas)

Figura 43 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nas rochas intrusivas



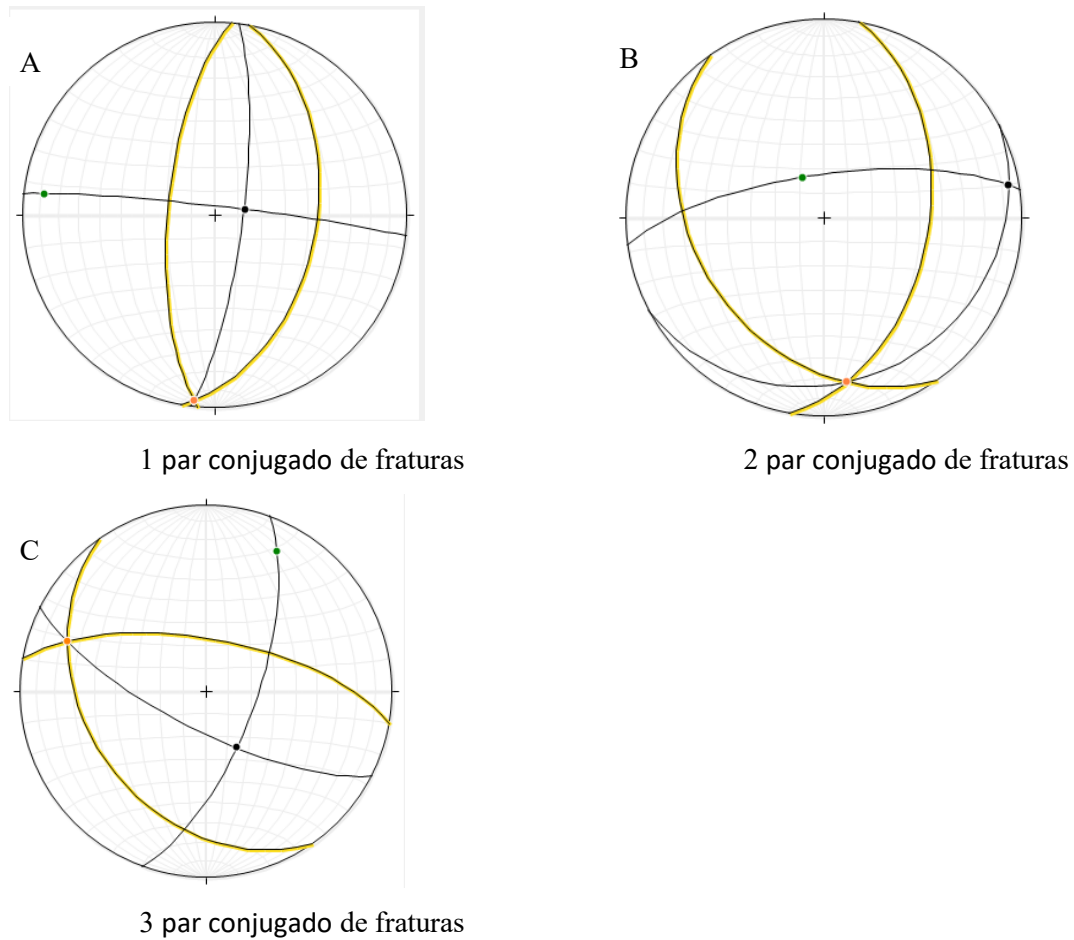
Fonte: Autor

A Tabela 7 apresenta as atitudes dos pares conjugados de fratura e dos vetores de tensão associados e a Figura 42 apresenta os estereogramas utilizados para os cálculos.

Tabela 7 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas rochas intrusivas e vetores de tensão associados.

	DIP	Direction	σ_1	σ_2	σ_3
1 par conjugado de fraturas	46	100	79/77	186/4	277/12
	70	275			
2 par conjugado de fraturas	35	235	80/6	172/18	332/71
	46	100			
3 par conjugado de fraturas	67	10	151/62	290/22	27/17
	35	235			

Figura 44 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas rochas intrusivas



Fonte: Autor

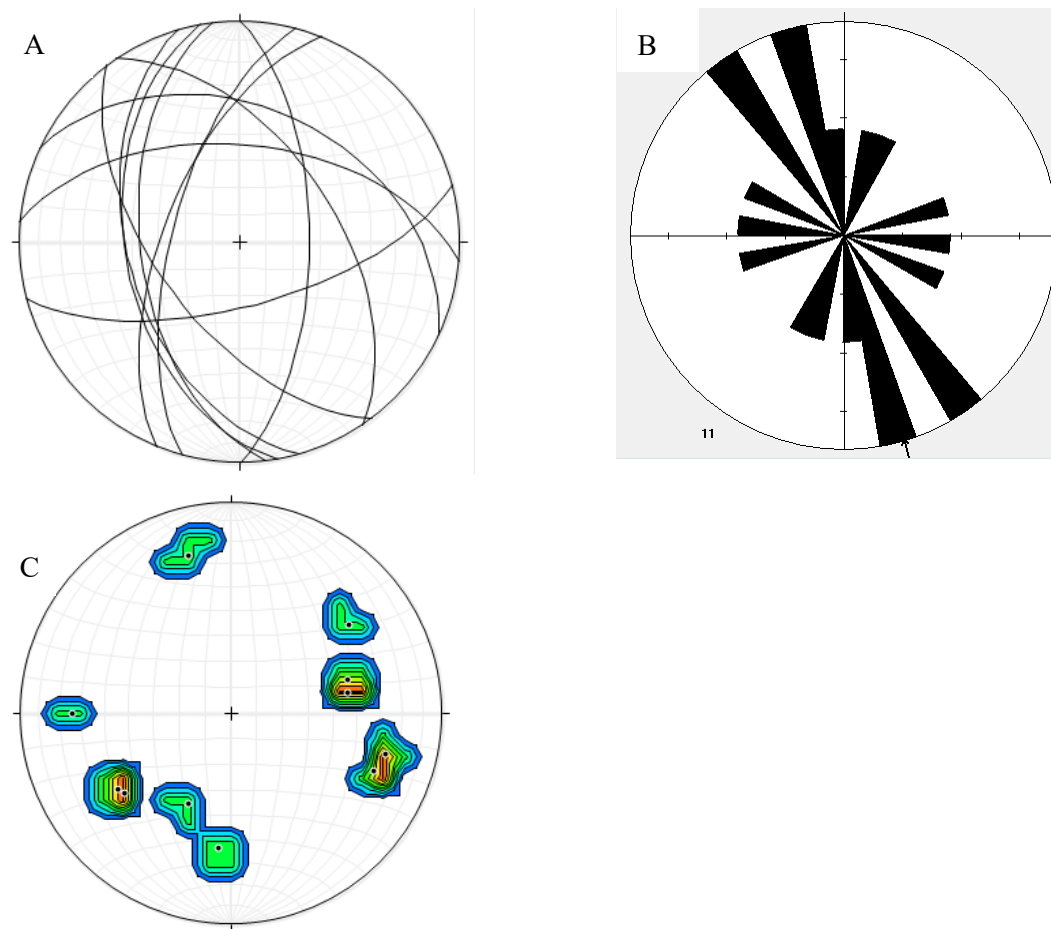
- Aspectos estruturais associados aos basaltos

A Tabela 8 apresenta as estruturas observadas nos basaltos e a Figura 45 apresenta o diagrama de rosetas (Figura 45B) das fraturas observadas bem como estereogramas dos polos dos planos de fraturas agrupados em famílias (Figura 45C) e respectivos planos (Figura 45A).

Tabela 8 - Estruturas observadas nos basaltos

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	Direction	Rocha
P3	455966	2911400	Fratura	54	56	basalto
			Fratura	62	292	basalto
			Fratura	65	285	basalto
P19	458342	2913618	fratura	53	263	basalto
			fratura	66	165	basalto
			fratura	48	254	basalto
			fratura	54	5	basalto
P21'	453464	2913716	Fratura	64	90	basalto
			Fratura	47	260	basalto
P21	453213	2913976	Fratura	59	233	basalto
			Fratura	39	25	basalto

Figura 45 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nos basaltos

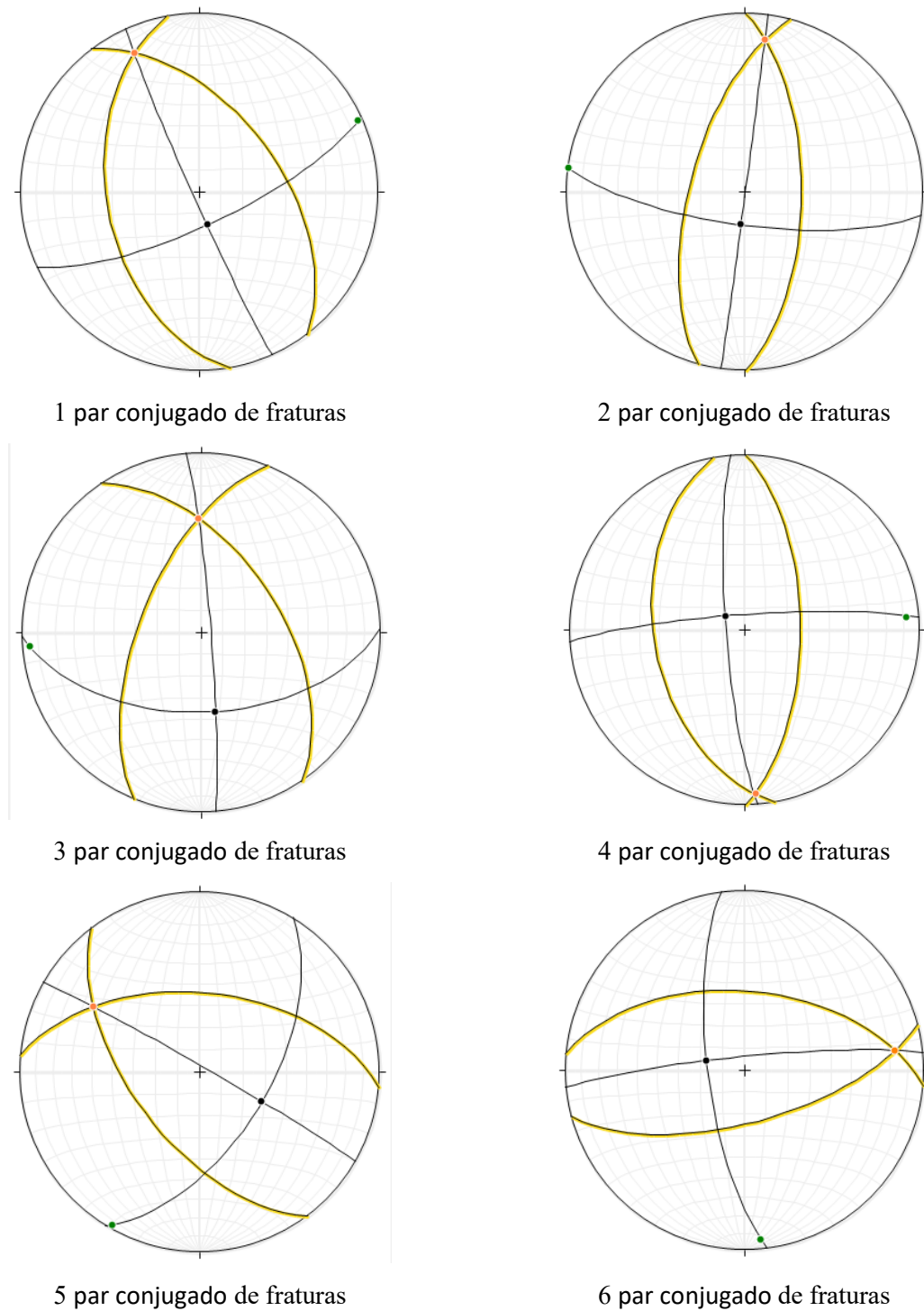


A Tabela 9 apresenta as atitudes dos pares de conjugados de fratura e dos vetores de tensão associados e a Figura 46 apresenta os estereogramas utilizados para os cálculos.

Tabela 9 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nos basaltos e vetores de tensão associados

	DIP	Direction	σ_1	σ_2	σ_3
1 par conjugado de fraturas	53	53	166/75	335/16	66/3
	47	260			
2 par conjugado de fraturas	65	285	186/75	8/15	278/1
	64	90			
3 par conjugado de fraturas	54	56	170/53	359/37	265/5
	62	292			
4 par conjugado de fraturas	64	90	306/79	176/7	86/9
	47	260			
5 par conjugado de fraturas	54	5	116/59	301/32	210/3
	59	233			
6 par conjugado de fraturas	66	165	284/72	83/17	174/6
	54	5			

Figura 46 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nos basaltos



Fonte: Autor

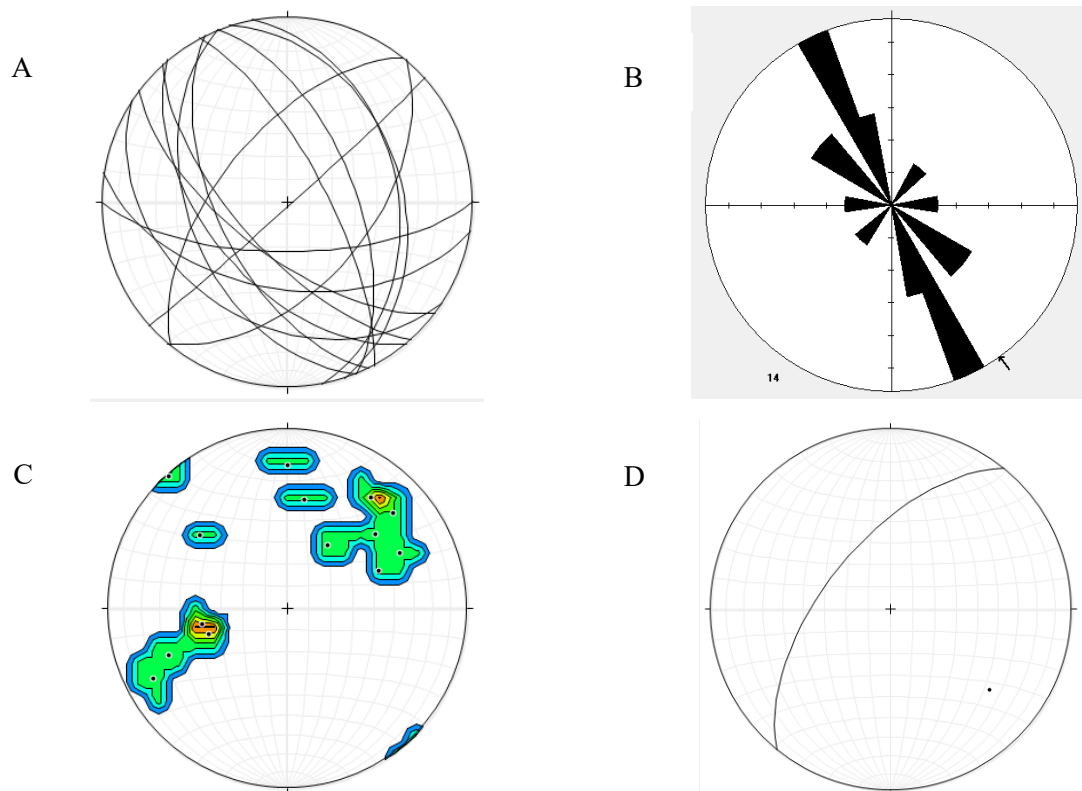
- Aspectos estruturais associados as brechas hialoclásticas

A Tabela 10 apresenta as estruturas observadas nos basaltos e a Figura 47 apresenta o diagrama de rosetas (Figura 47B) das fraturas observadas bem como estereogramas dos polos dos planos de fraturas agrupados em famílias (Figura 47C) e respectivos planos (Figura 47A) além do estereograma do plano de falha (Figura 47D).

Tabela 10 - Estruturas observadas nas brechas hialoclásticas

Ponto	X	Y	Estrutura	DIP	Direction	Rocha
P1	455856	2911503	Falha Normal	60	309	brecha hialoclástica
			Fratura	46	248	brecha hialoclástica
			Fratura	34	213	brecha hialoclástica
P7	456910	2910960	Fratura	59	244	brecha hialoclástica
			Fratura	73	62	brecha hialoclástica
P14	460221	2913772	fratura	68	228	brecha hialoclástica
			fratura	66	217	brecha hialoclástica
			fratura	40	79	brecha hialoclástica
P18	457546	2913778	fratura	54	230	brecha hialoclástica
			fratura	53	130	brecha hialoclástica
			fratura	51	189	brecha hialoclástica
			fratura	68	180	brecha hialoclástica
			fratura	38	72	brecha hialoclástica
			fratura	60	68	brecha hialoclástica
			fratura	88	138	brecha hialoclástica

Figura 47 - Estereogramas e diagrama de roseta dos planos das estruturas observadas nas brechas hialoclásticas



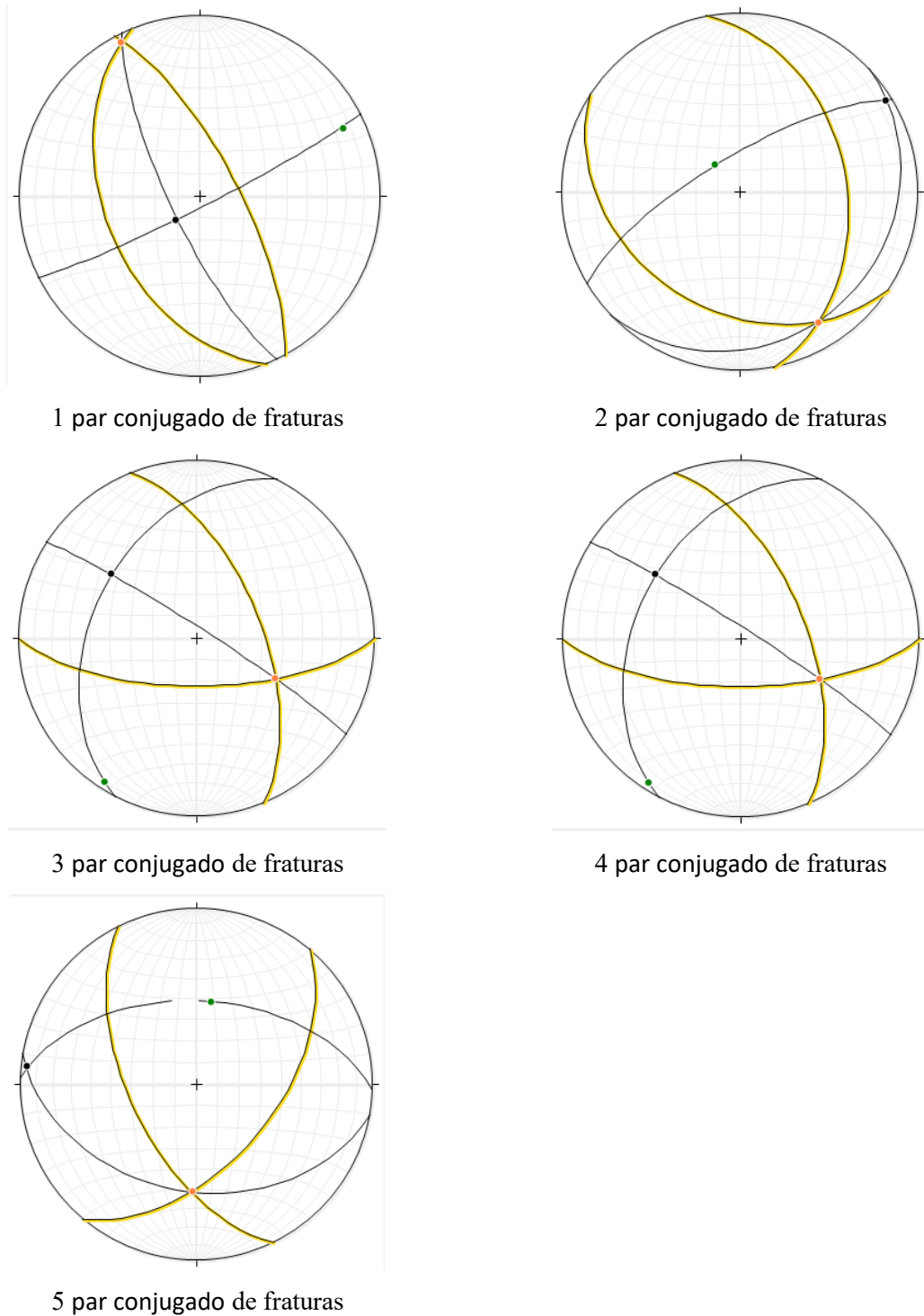
Fonte: Autor

A Tabela 11 apresenta as atitudes dos pares de conjugados de fratura e dos vetores de tensão associados e a Figura 48 apresenta os estereogramas utilizados para os cálculos.

Tabela 11 - Atitudes dos pares conjugados de fraturas nas brechas hialoclásticas e vetores de tensão associados

	DIP	Direction	σ_1	σ_2	σ_3
1 par conjugado de fraturas	46	248	225/75	333/5	65/14
	73	62			
2 par conjugado de fraturas	34	213	58/4	149/16	316/73
	40	79			
3 par conjugado de fraturas	68	180	307/40	117/49	212/5
	60	68			
4 par conjugado de fraturas	66	217	354/65	136/20	231/15
	38	72			
5 par conjugado de fraturas	59	244	276/4	182/39	10/51
	53	130			

Figura 48 - Estereogramas utilizados para calcular os vetores de tensão nas brechas hialoclásticas



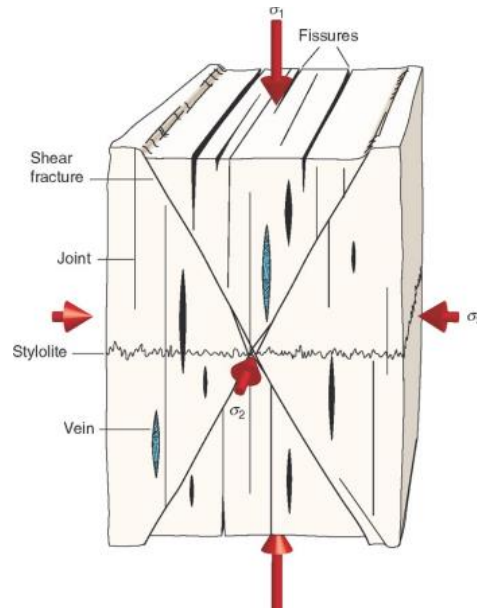
Fonte: Autor

Ao analisar as medidas estruturais feitas em campo, observa-se que os polos dos planos de fratura na área estão concentrados no primeiro quadrante (três grandes grupos) e terceiro quadrante (dois grandes grupos) (Figura 38 **Erro! Fonte de referência não encontrada.**). Pode-se notar também que diversos planos de fraturas se interceptam resultando em uma maior

susceptibilidade a rupturas e deslocamento de blocos. Esse fenômeno pode ser notado de forma mais intensa no ponto P9, conforme mostrado na Figura 24B.

Os planos de fratura estão diretamente relacionados às direções (vetores) onde atuaram as forças compressivas ou distensivas que as causaram, conforme pode ser observado na Figura 49.

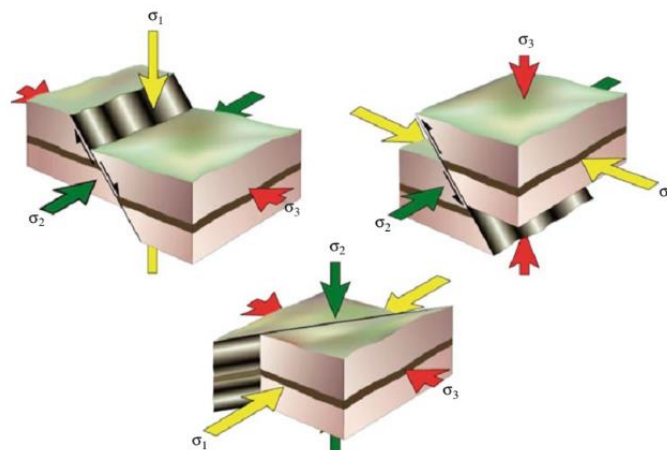
Figura 49 – Orientação de vários tipos de fratura em relação aos esforços principais.



Extraído de: Fossen (2012).

Nesse sentido sabe-se que a σ_1 corresponde ao maior vetor de tensão atuante no corpo rochoso, seguido por σ_2 e σ_3 e que em ambientes em que há compressão σ_1 tende a ser horizontal, em ambientes onde há movimento transcorrente σ_2 tende a ser vertical com σ_1 e σ_3 horizontal e em ambientes distensivos σ_1 é vertical com σ_2 e σ_3 na horizontal (Figura 50).

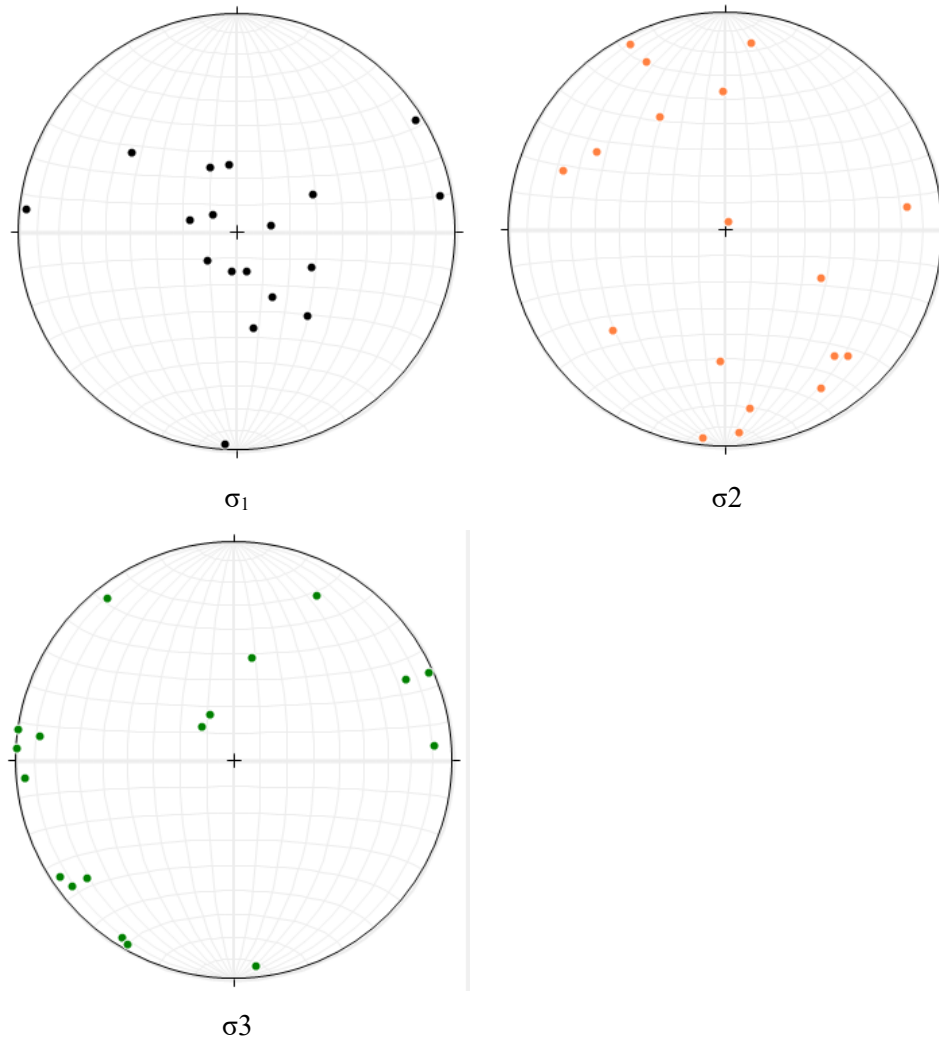
Figura 50 – Relações entre a orientação dos vetores de tensão principais e os regimes tectônicos.



Fonte: Modificado de Fossen, 2012

A Figura 51 apresentam estereogramas onde foram plotados os vetores σ_1 , σ_2 e σ_3 de todos os pares conjugados de fraturas em todos os litotipos.

Figura 51 - Estereogramas dos vetores de tensão observados na área



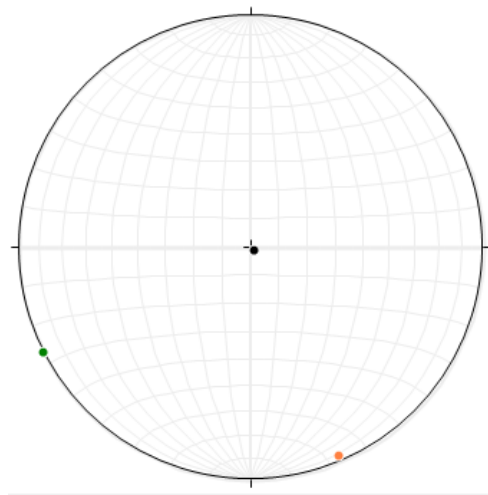
Fonte: Autor

A partir dos estereogramas acima, foi calculado os vetores de tensão principal médios (σ_{1m} , σ_{2m} e σ_{3m}) da área estudada e, conforme pode ser observado, os ângulos entre esses vetores são de aprox. 90° entre si (o que está de acordo com a literatura) e indicam um ambiente distensivo (Tabela 12 e Figura 52).

Tabela 12 - Atitudes dos vetores de tensão principal médios

σ_{1m}	σ_{2m}	σ_{3m}
134/84	157/3	243/0

Figura 52 - Estereograma dos vetores de tensão principal médios

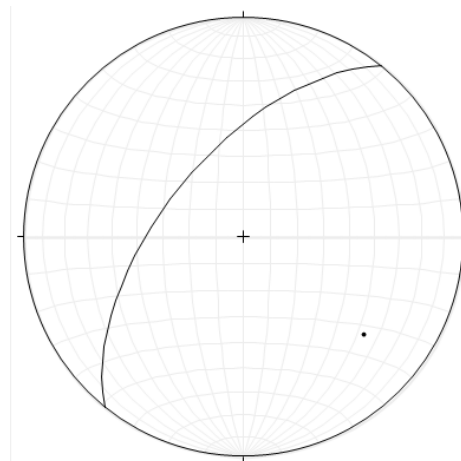


Fonte: Autor

Sobre os planos de fraturas observa-se que a maioria apresenta orientação NW/SE e outras, em menor escala apresentam orientação NE/SW. Essa obliquidade entre as estruturas pode ter relação com os movimentos de placas que deu origem ao Mar de Weddell, conforme pode ser observado na Figura 15. O contato entre a intrusão mais jovem e as rochas encaixantes observado em P9 apresenta também orientação NW/SE.

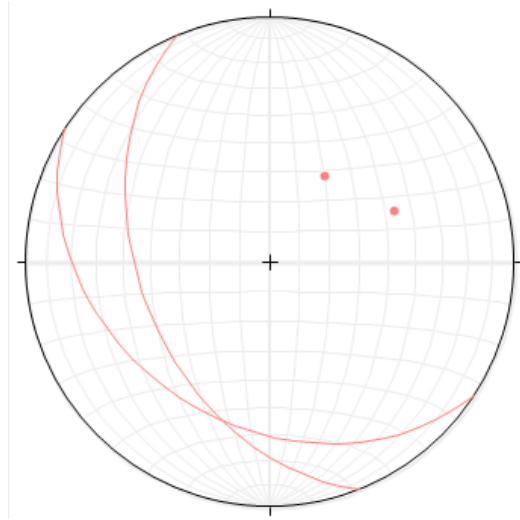
No ponto P1 foram observados uma falha normal (Figura 53) e, localmente, duas famílias de fraturas (Figura 54) que se interceptam em uma linha de atitude 197/33. Note que a falha apresenta orientação NE/SW enquanto as fraturas apresentam orientação NW/SE.

Figura 53 - Estereograma apresentando o plano de falha no ponto P1



Fonte: Autor

Figura 54 - Estereograma representando as famílias de fraturas no ponto P1

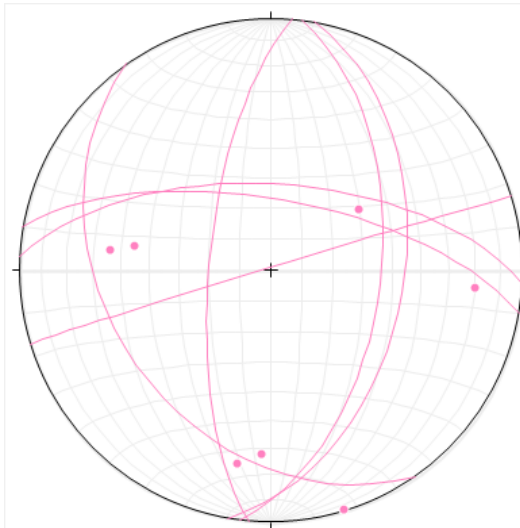


Fonte: Autor

Em P9 ocorrem diversas intrusões vulcânicas e diversas famílias de fraturas associadas a estas intrusões. Cabe dizer que, geralmente, as fraturas observadas na área encontram-se alinhadas com o sentido do comprimento das intrusões (

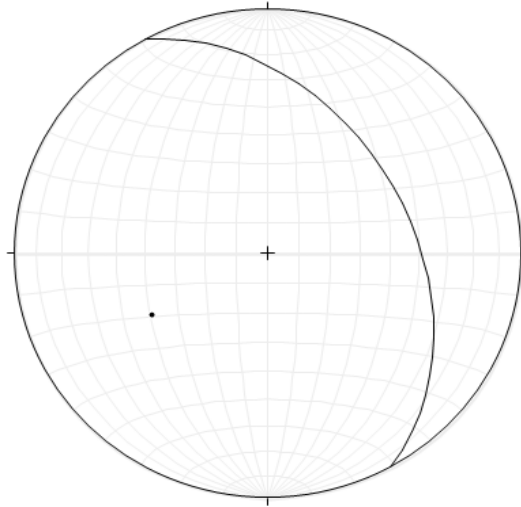
Figura 55). Foi possível medir na área também a atitude do contato da intrusão mais jovem com as rochas encaixantes (Figura 56).

Figura 55 - Estereograma apresentando as famílias de fratura no ponto P9



Fonte: Autor

Figura 56 - Estereograma apresentando a atitude do contato da intrusão mais jovem com as rochas encaixantes



Fonte: Autor

No Ponto 17 foram observadas estratificações cruzadas tipo hummocky, uma falha lístrica (caracterizada pela superfície curvilínea e pelo mergulho aparentemente) com rejeito de 1,7cm (Figura 57) associada à diversas famílias de fratura.

Figura 57 – Falha lístrica em arenito



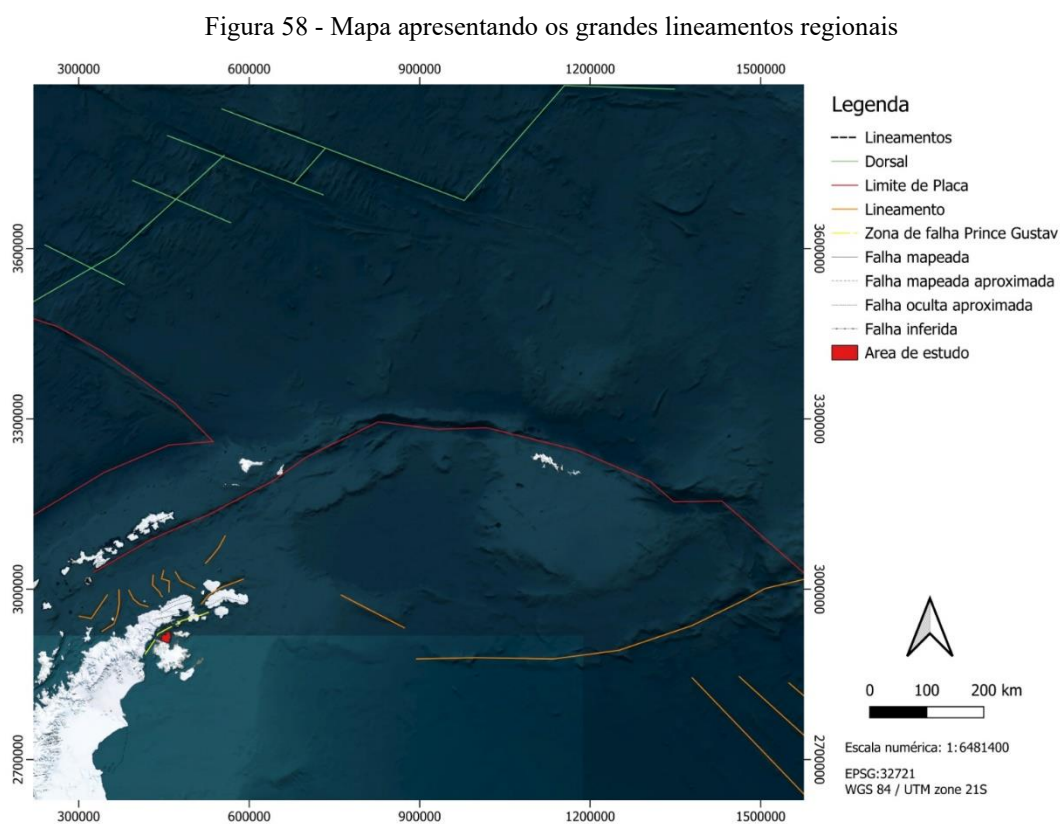
Fonte: Cláudio Lana

A presença de estruturas de deformação rúptil em escala macroscópica, como as falhas e fraturas, observadas na área de estudo denotam a atuação forças diferenciais. A atuação destas forças é refletida também em escala microscópica uma vez que ao analisar as lâminas delgadas

das amostras coletadas em campo, foi possível constatar a presença de fraturamento intracristalino em todas as amostras.

4.2 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL

A Figura 58 apresenta os grandes lineamentos regionais observados no entorno da área de estudo. Esses grandes lineamentos tiveram origem durante o processo de separação de Gondwana e abertura do Mar de Weddell, refletindo os movimentos descritos pelas placas tectônicas durante esse processo (Figura 15) e, devido a isso, seguem, em sua maioria, uma orientação geral NW/SE ou NE/SW. Tal interpretação serve de evidência para validar a análise estrutural de que as fraturas observadas na área são resultado de esforços extensionais.

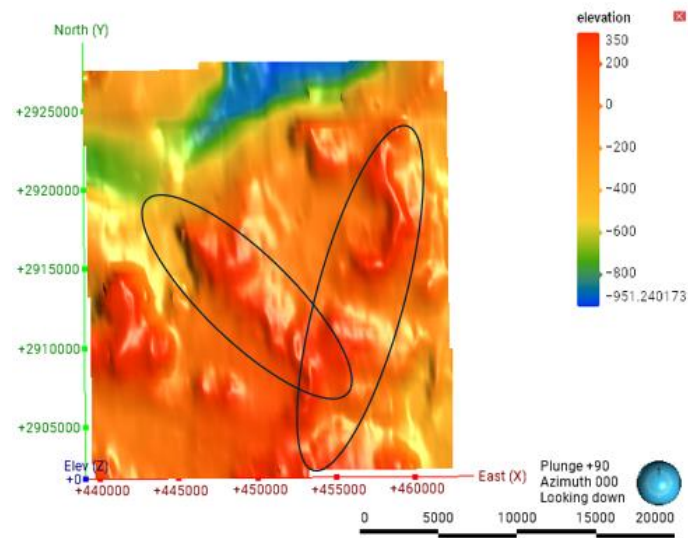


Fonte: Autor

Os reflexos dessa movimentação não aparecem somente em escala regional, mas também localmente. Essas estruturas também condicionam o processo de deposição de sedimentos, mas também influenciaram diretamente nos eventos de magmatismo observados na área de estudo conforme descreve Ghidella *et al.* (2013).

A Figura 59 abaixo apresenta a superfície topográfica da Ilha James Ross, as duas áreas destacadas correspondem a regiões de alto topográfico cujas orientações condizem com aquelas apresentadas pelas falhas e lineamentos regionais.

Figura 59 - Superfície topográfica da Península Ulu. Em destaque estão altos topográficos com alinhamento NE-SW e NW-SE

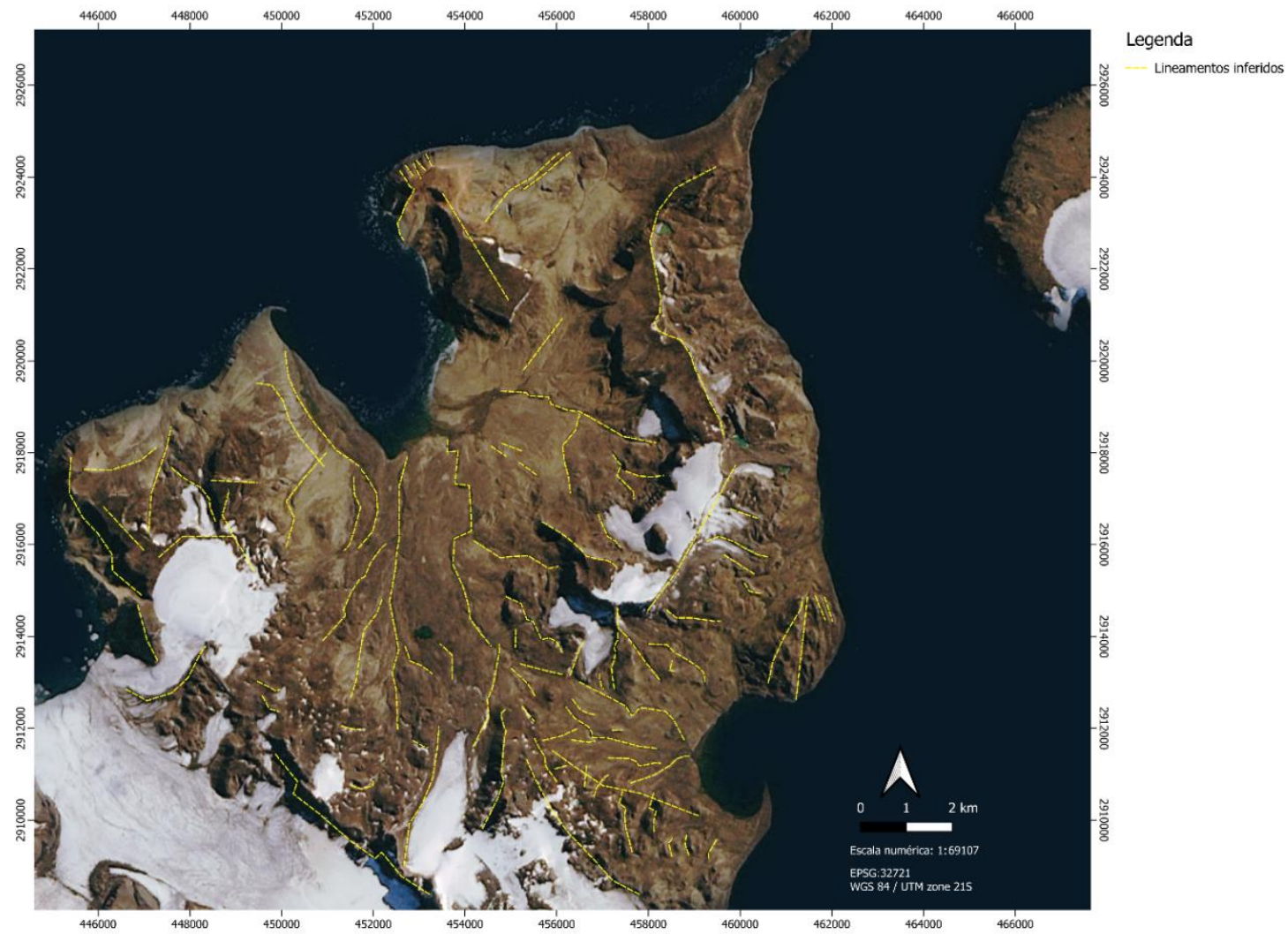


Fonte: Autor

O mapeamento geomorfológico de detalhe na área de estudo realizado por Jennings *et al.* (2021) mostra que grande parte das características geomorfológicas da área tem relação com contexto geotectônico, mas também com os processos de superfície que esculpiram as rochas da área ao longo do tempo.

Nesse sentido a Figura 60 apresenta um mapa com os lineamentos locais inferidos a partir de imagens de satélite e informações geológicas. Nele é possível observar que os lineamentos locais também refletem as orientações observadas nos lineamentos regionais. Essa estruturação condicionou o relevo local, segmentando as mesetas alinhando os corredores de drenagem, vales glaciais e morainas mapeados por Jennings *et al.* (2021).

Figura 60 - Mapa de lineamentos inferidos na área de estudo



Fonte: Autor

5 DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A origem dos campos de tensão responsáveis pela deformação das rochas é resultado de uma interação complexa entre os processos tectônicos (movimentos das placas e atividades vulcânicas associadas), as forças gravitacionais (relacionadas a carga e a gradientes topográficos), as influências térmicas (dilatação/contração) e os efeitos dos eventos dinâmicos, combinados com a herança estrutural acumulado ao longo da história geológica da região. Essa determina tanto a ocorrência de mecanismos microscópicos – como o fraturamento intragranular ou intracristalino, quanto as manifestações macroscópicas, como dobras, falhas, fraturas e outras estruturas deformacionais identificáveis na área.

Na Bacia Sedimentar Larsen a dinâmica tectônica foi responsável por grande do controle de sedimentação, da morfologia e, por consequência, da evolução da bacia. Nela se podem observar os efeitos de estruturas herdadas das falhas normais, resultantes de rifteamento da Antártica não só nos processos de deposição, mas também no que tange aos vulcanismos observados na área e até mesmo na dinâmica de processos erosivos.

A análise das medidas estruturais e das rochas coletadas pelo Prof. Cláudio Lana durante a OPERANTAR XLII apresentou dados que coincidem com aqueles apresentados na literatura. O plano de falha observado no ponto P1 apresenta atitude 309/60 (Dip Az/Dip), já a falha lístrica observada no ponto P17 tem Dip Az igual a 164. Ambos os planos têm direção geral NE/SW, entretanto mergulham para direções diferentes, a falha de P1 mergulha para NW enquanto a falha de P17 mergulha para SE. Essa orientação coincide com as descritas por Hathaway *et al.* (2000) como aquelas das falhas normais herdadas do sistema rifte (Figura 58 e Figura 15) e podem estar relacionadas a um sistema de horsts e grabens. Entretanto, apesar da coincidência das atitudes destas falhas com aquelas apresentadas na literatura e por isso ser possível estabelecer essa relação, apenas um par de dados de falhas em uma região não é o suficiente para afirmar que estas falhas estão associadas ao sistema de horsts e grabens sendo possível apenas considerar esta hipótese.

Os estudos geofísicos de Keller *et al.* (1990) também indicam que uma possível origem das fraturas e falhas observadas em campo relacionada ao processo de reativação de estruturas herdadas, falhas relacionadas ao processo de rifteamento (Figura 58) e que possuem orientação NW-SE/NE-SW (Hathway *et al.*, 2000), causado pela sobrecarga dos sedimentos depositados na bacia ou até mesmo pela migração do arco magmático que deu origem aos eventos de vulcanismo observados na ilha.

Outra possibilidade para a formação destas estruturas (fraturas e falhas) é oferecida pela interpretação do modelo geofísico 2D de Ghidella *et al.* (2013). O modelo apresenta a hipótese de um controle estrutural do vulcanismo observado na ilha relacionado às estruturas herdadas do rifte. Além disso é possível observar, na região central da ilha, a presença de um grande corpo vulcânico, o monte Haddington (Quadro 1). Essa grande massa vulcânica na região central da ilha pode ter levado a uma compensação flexural das camadas sedimentares e por consequência a formação de fraturas e falhas nos sedimentos já consolidados.

Uma terceira opção está relacionada ao processo de intemperismo físico na área. O aquecimento e resfriamento constante das rochas associado à percolação de água e congelamento desta água pode levar ao surgimento de fraturas macroscópicas e ao fraturamento intragranular.

A análise dos vetores de tensão principal que deram origem às fraturas aponta que as mesmas são produto de forças extensionais, uma vez que o alinhamento dos vetores reflete esse padrão estrutural de acordo com Anderson (1951) *apud* Fossen (2012) e leva a crer que a hipótese dessas estruturas serem resultado da reativação de estruturas herdadas do processo de rifteamento ou até mesmo produto das etapas finais desse processo está correta.

Os lineamentos observados localmente também refletem as atitudes das estruturas medidas em campo, de forma que é válido dizer que a geomorfologia local está diretamente ligada aos processos geológicos que deram origem a essas estruturas.

Entretanto devido à baixa densidade dos dados, a dificuldade de coleta de mais medidas estruturais e de amostras de rocha, estas informações não permitem a avaliação direta das possíveis origens dos esforços que geraram as fraturas e falhas observadas em campo e, por consequência, à geomorfologia local embora a coincidência entre os dados de campo e aqueles encontrados na literatura levar a crer que as hipóteses aqui levantadas estão corretas.

A Ilha James Ross é uma área de grande interesse científico por compor parte do registro da dinâmica terrestre, tanto tectônica quanto ambiental e, até mesmo, paleoambiental devido ao seu registro fossilífero. A região apresenta também grande interesse econômico uma vez que suas rochas possuem potencial de ser reservatório de hidrocarbonetos.

Nesse sentido, o presente trabalho apresenta uma compilação de informações e análises das estruturas observadas em campo durante a OPERANTAR XLII além de ressaltar a necessidade da continuidade destes estudos visando uma melhor compreensão destas estruturas e a importância de ampliar as informações sobre a área.

REFERÊNCIAS

ATA SCAR GeoMAP geology (v.2022-08)

AMENÁBAR, Cecilia R. *et al.* **Mesozoic and Cenozoic microbiotas from eastern Antarctic Peninsula: adaptation to a changing palaeoenvironment.** *Advances In Polar Science*, 2019, v. 30, n. 3, p. 165-185.

BIBBY, John Selwyn. **The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island Group.** 1966.

CARRIZO, Héctor G. *et al.* **Ambiente eruptivo del Grupo Volcánico Isla James Ross en Riscos Rink, Isla James Ross, Antártida.** *In Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1998, v. 53, n. 4, p. 469-479.

CONCHEYRO, Andrea *et al.* **Los depósitos diamictíticos cenozoicos de la cuenca James Ross, Antártida: una síntesis estratigráfica y nuevos hallazgos paleontológicos.** *In Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2007, v. 62, n. 4, p. 568-585.

CPRM. 2024. WINGE, M. **Atitude.** Glossário Geológico Ilustrado. Disponível em: <<https://sigep.eco.br/glossario/>>. Acesso em: 11/09/2024

CRUD, Monika Beatriz *et al.* **Inferências paleoambientais a partir de análise de palinofácies da Formação Hidden Lake (Coniaciano, Cretáceo), Bacia Larsen, Ilha James Ross, Antártica.** *In Revista Brasileira De Paleontologia*, 2017, v. 20, n. 1, p. 101-114.

DEL VALLE, R. A.; MILLER, H. **Transpressional deformation along the margin of Larsen Basin: new data from Pedersen Nunatak, Antarctic Peninsula.** *Antarctic Science*, v. 13, n. 2, p. 158-166, 2001.

DEL VALLE, Rodolfo Augusto. **Evolución geológica de la cuenca mesozoica de pos-arco del extremo Noreste de la Península Antártica.** 1991. Tese de Doutorado. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

FOSSSEN, Haakon. **Geologia Estrutural.** Tradução Fábio R. D. de Andrade. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2012 584 p.

GHIDELLA, M. E. *et al.* **Analysis of James Ross Island volcanic complex and sedimentary basin based on high-resolution aeromagnetic data.** *Tectonophysics*, v. 585, p. 90-101, 2013.

GOLYNSKY, Alexander *et al.* **ADMAP—A digital magnetic anomaly map of the Antarctic.** *Antarctica: Contributions to global earth sciences*, p. 109-116, 2006.

HATHWAY, B. *et al.* **Table Nunatak: a key outcrop of Upper Cretaceous shallow-marine strata in the southern Larsen Basin, Antarctic Peninsula.** In *Geological Magazine*, 1998 v. 135, n. 4, p. 519-535.

HATHWAY, B. **Continental rift to back-arc basin: Jurassic–Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula.** *Journal of the Geological Society*, v. 157, n. 2, p. 417-432, 2000.

INESON, J. R.; *et al.* **Lithostratigraphy of the cretaceous strata of west James Ross Island, Antarctica.** In *Cretaceous Research*, 1986, v. 7, n. 2, p. 141-159.

JENNINGS, S. J., *et al.* **Geomorphology of Ulu Peninsula, James Ross Island, Antarctica.** In *Journal of Maps*, 2021, cap. 17, p. 125-139.

KELLER, Marcelo A.; DIAZ, M. Trinidad. **Estudio geofísico en la cuenca de Larsen, Antártida.** In: 1st International Congress of the Brazilian Geophysical Society. European Association of Geoscientists & Engineers, 1989. p. cp-317-00132.

LYTHE, M. B.; VAUGHAN, D. G. **BEDMAP-bed topography of the Antarctic.** British Antarctic Survey, Natural Environment Research Council, 2000.

MACDONALD, D. I. M. *et al.* **A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica.** In *Marine and Petroleum Geology*, 1988, v. 5, n. 1, p. 34-53.

MEDINA, F. A.; *et al.* **Estratigrafía del Grupo Gustav en la Isla James Ross, Antártida.** In *Geología de la isla James Ross, Antártida* (Rinaldi, CA; editor). Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino, 1992, p. 167-192.

MLCOCH B. *et al.* **Geological map of the James Ross Island – Northern Part 1:25000.** Czech Geological Survey, 2020

OLIVERO, E. B., R. *et al.* **Revisión del Grupo Marambio en la Isla James Ross.** Antártida/Revision of the Marambio Group, James Ross Island, Antarctica, 1986. p.1-29.

ANEXOS



Mapa_TCC_V01 (1).png



Mapa_Estruturas_v01.png