

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA**

**MACIEL JORGE DE SOUZA**

**ANÁLISE ESTRUTURAL EM TURBIDITOS EDIACARANOS DA PEDREIRA  
BELAGRES, BACIA DO CAMAQUÃ - RS**

**Caçapava do Sul**

**2018**

**MACIEL JORGE DE SOUZA**

**ANÁLISE ESTRUTURAL EM TURBIDITOS EDIACARANOS DA PEDREIRA  
BELAGRES, BACIA DO CAMAQUÃ - RS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de geologia da Universidade Federal do Pampa como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em geologia

Orientador: Prof. Dr. Vinicius Matté

**Caçapava do Sul**

**2018**

**MACIEL JORGE DE SOUZA**

**ANÁLISE ESTRUTURAL EM TURBIDITOS EDIACARANOS DA PEDREIRA  
BELAGRES, BACIA DO CAMAQUÃ - RS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao curso de geologia da Universidade Federal do Pampa como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em geologia.

Orientador: Prof. Dr. Vinicius Matté

Monografia defendida e aprovada em 20 de Dezembro de 2018.

Banca examinadora:

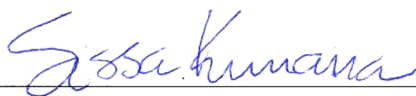


---

Prof. Dr. Vinicius Matté

Orientador

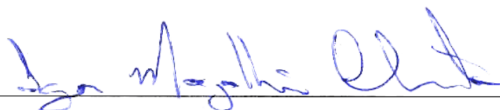
(UNIPAMPA)



---

Geóloga Ma. Sissa Kumaira

(UNIPAMPA)



---

Geólogo Prof. Dr. Igor Magalhaes Clemente

(UNIPAMPA)

## FICHA CATALOGRÁFICA

S729a Souza, Maciel Jorge de.  
Análise estrutural em turbiditos Ediacaranos da Pedreira Belagres, Bacia do Camaquã - RS / Maciel Jorge de Souza.  
79 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul, GEOLOGIA, 2018.  
"Orientação: Prof. Dr. Vinicius Matté".

1. Análise geométrica. 2. Análise cinemática. 3. Grupo Bom Jardim. I.  
Título.



Mainha, painho e Magson

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus pela orientação.

Ao professor Vini Matté pela orientação, confiança e liberdade para o desenvolvimento deste trabalho. Também agradeço pelas ideias e auxílios nos trabalhos de campo e por suas correções e sugestões.

Ao Professor Felipe Guadagnin por fornecer as imagens em alta resolução da Pedreira Belagres. Estas foram de grande utilidade no trabalho de campo em virtude da adequada escala.

Ao professor Renato Lopes pelas belas fotografias tiradas das estrias nos planos de acamamento do principal afloramento.

Ao Laboratório petrográfico da Unipampa em especial ao meu amigo Lenon que gentilmente forneceu as lâminas para a análise microestrutural. Infelizmente estas não puderam ser analisadas devido ao alto grau de alteração.

Ao professor Tiago Gregory pela leitura crítica e correção da primeira parte deste trabalho.

À geóloga Sissa pela parceria e pelo prestimoso auxílio nos primeiros trabalhos de campo.

Ao Jesus pela amizade e companhia diária, agradeço também pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas discussões geológicas e das coisas da vida.

Ao Cana pela amizade e auxílio nos trabalhos de campo, pelas ideias e pelo conhecimento geológico transmitido.

Ao amigo Saulo pela parceria e auxílio nos trabalhos de campo.

Às minhas queridas amigas Amanda e Kelly pelos ensinamentos e por todo todo carinho e amizade.

Aos amigos Matheus e Karina pela companhia e ajuda no primeiro dia de campo.

Ao amigo John caô pela amizade desde os primeiros dias de graduação, pelos ruins e bons momentos e por toda ajuda nas etapas de elaboração deste trabalho.

À minha mais querida e especial amiga e companheira Clarice Galhardi pelo convívio e amizade, por participar ativamente em todas as etapas, revisando e corrigindo, sugerindo e compreendendo as circunstâncias. Eu realmente aprecio sua ajuda.

Aos autores listados na bibliografia, pela inestimável contribuição ao conhecimento científico geológico.

Aos elementos incompatíveis: Pinga, Lucas Pelo, Maykel Valvulado, Supremo, Índio, Rennan, Neymer, Parazinho, Parazão, e a todos os outros que esqueci, pela amizade e companhia.

E por fim, agradeço aos meus pais: Silvana e Márcio e ao meu irmão Magson pelos ensinamentos, amor e encorajamento.

## RESUMO

Este trabalho descreve uma investigação geométrica e cinemática das estruturas tectônicas em estratos ediacaranos da Pedreira Belagres, localizada a sudeste de Caçapava do Sul-RS, assim como suas implicações com o quadro geológico estrutural regional. O estudo revelou a existência de 3 estágios cinemáticos e um arranjo geométrico de certas tendências estruturais geograficamente associadas. Os elementos do padrão assim formado incluem tendências de dobras, falhas, veios e juntas. Suas causas foram interpretadas como resultantes da movimentação de zonas de cisalhamento rúpteis de caráter regional ao qual a região de estudo está inserida. O primeiro estágio cinemático (I) é representado pelas falhas normais, definidas por movimentos de alto ângulo a intermediário com sentido de transporte para NW, dispostas paralelamente à tendência axial das dobras. O segundo estágio cinemático (II) é representado pelas falhas inversas e definido por movimentos de alto ângulo com sentido de transporte para SE, dispostas do mesmo modo, paralelamente à tendência axial das dobras. Este regime compressivo foi interpretado como responsável pelos dobramentos na região estudada. O terceiro estágio cinemático (III) é representado pelas estrias na superfície de acamamento, caracterizadas por movimentos horizontais a sub-horizontais, com caimento para NNE e interpretado como decorrente dos movimentos laterais de falhas transcorrentes regionais de mesma direção, resultando em dobras abertas de grande envergadura. Estas estruturas formam um coerente quadro estrutural com forte relação genética com a tectônica rúptil regional de idade Ediacarana.

**Palavras chave:** análise geométrica; análise cinemática; Grupo Bom Jardim.

## ABSTRACT

This work describes a geometric and kinematic investigation of tectonic structures in Ediacaran strata of the Belagres Quarry, located southeast of Caçapava do Sul-RS, as well as its implications with the regional structural geological framework. The study revealed the existence of 3 kinematic stages and a geometric arrangement of certain geographically associated structural trends. Elements of the pattern thus formed include folds, faults, veins and joints tendencies. Its causes were interpreted as resulting from the movement of regional shear zones of the region to which the study area is inserted. The first kinematic stage (I) is represented by the normal faults, defined by high-angle to intermediate movements with direction of motion for NW, arranged parallel to the axial trend of the folds. The second kinematic stage (II) is represented by the inverse faults and defined by high-angle movements with sense of motion for SE, arranged in the same way, parallel to the axial trend of the folds. This compressive regime was interpreted as responsible for folds in the region studied. The third kinematic stage (III) is represented by the striations on the bedding surface characterized by horizontal to sub-horizontal movements with NNE plunge and interpreted as resulting from the lateral movements of regional transcurrent faults of the same direction, resulting in wide open folds. These structures form a coherent structural framework with a strong genetic relation with the regional brittle tectonics of Ediacarana..

**Keywords:** geometric analysis; kinematic analysis; Group Bom Jardim.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - a) área de estudo (Pedreira Belagres); b) Mapa de situação; c) Mapa de localização. .....	19
Figura 2 - Mapa geológico da Bacia do Camaquã e áreas adjacentes.....	21
Figura 3- Mapa geológico e estrutural da região de Bom Jardim à leste de Caçapava do Sul.	24
Figura 4 - Esboço estratigráfico das unidades que compõem a bacia do Camaquã, com ênfase (na cor roxa) na unidade ao qual a pedreira está localizada. ....	26
Figura 5 – Parte sul do mapa geológico da região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central. .....	27
Figura 6 - Teoria do falhamento Andersoniana (a) (alto ângulo) falha normal, (b) (baixo ângulo) falha inversa (ou cavalgamento) e (c) (vertical) falha transcorrente.....	30
Figura 7 - Classificação geométrica de falhas com base na separação litológica e com o conhecimento da direção de deslizamento na falha.....	32
Figura 8 – A) deslizamento total “n” de uma falha é o vetor que conecta os pontos X e X’ que estavam uma vez em contato. Em B este vetor foi dividido em componentes de transcorrência (s) e deslizamento normal (d), e o componente de deslizamento (dip-slip) foi dividido em um componente horizontal ( $v = d \cos \alpha$ ) de um componente vertical ( $h = d \sin \alpha$ ), onde $\alpha$ é o ângulo do plano da falha. C ilustra o método de projeção usado para registrar a orientação da superfície da falha e o ponto de divisão do símbolo para delinear os movimentos relativos a ambos os lados.....	34
Figura 9 - Tipos de zonas de cisalhamento.....	35
Figura 10 - Traço de vários tipos de arranjos de juntas na superfície dobrada.....	37
Figura 11 – Bloco diagrama mostrando a ocorrência de ambas juntas sistemáticas e não-sistemáticas em um corpo de rocha.....	38
Figura 12 – Terminologia de uma dobra.....	41
Figura 13 - Superfície de envelopamento.....	41
Figura 14 - Uma dobra cilíndrica (a) é caracterizada por uma linha de charneira reta e uma dobra não cilíndrica (b) por uma linha de charneira curva. A superfície axial pode ser plana, como em (a) e (b), ou curva (c). ....	42

Figura 15 – orientação de uma dobra. A superfície axial é um plano cuja orientação é dada pelo mergulho (ou direção do mergulho), enquanto a charneira é uma linha cuja orientação é dada pelo caimento (plunge) e o sentido do caimento (trend). .....	43
Figura 16 - Classificação de dobras com base no mergulho da superfície axial e caimento da charneira da dobra .....	43
Figura 17 - Classificação das dobras de acordo com seus ângulos interflancos. ....	44
Figura 18 - Superfície axial (AS) e superfície mediana (ms) .....	45
Figura 19 - Mapa estrutural da Pedreira Belagres. ....	46
Figura 20 – Estruturas em flor ou Duplexes de falhas transcorrentes podem se formar nas curvas ao longo da falha principal transcorrente. a) duplex extensivo vista em planta e c) visto de perfil; b) duplex compressivo visto em planta; d) visto de perfil.....	48
Figura 21 – Falhas normais; a) com dobra de arrasto associada (na base); b) evidenciada por descontinuidade litológica. c) Estrias de falhas subverticais indicando deslizamento normal através do plano de falha. d) Diagrama de rosácea representando todas as falhas normais encontradas (15 falhas). e) diagrama de contorno de atitude dos planos de falhas normais. ....	49
Figura 22 - a) Falha inversa de alto ângulo com curto rejeito; b) Falhas inversas evidenciadas por descontinuidade litológica; c) diagrama de rosácea representando 7 falhas inversa; d) diagrama de contorno indicando mergulhos moderados a altos das falhas inversas. No canto inferior das figuras estão representados os respectivos estereogramas de cada plano de falha. ....	50
Figura 23 - a) Esboço esquemático indicando as principais estruturas falhadas. b) Série de falhas estreitamente espaçadas segmentando uma camada escura de siltito em várias partes. Notar o afinamento na espessura da camada ao passar por essas falhas; c) Estria de falha sub-horizontal indicando transcorrência entre os blocos adjacentes; d) falha transcorrente; e) detalhe das estrias o superfície falhada; f) Projeção estereográfica da atitude de 3 falhas transcorrentes com a representação dos sentido das transcorrências). ....	52
Figura 24 – a) Zona de brecha. b) Falha. C) Diagrama de rosácea representando falhas que não foram identificadas a direção de deslizamento, geralmente representada por zona de brecha. d) Diagrama de contornos indicando a variação dos mergulhos das falhas. ....	53
Figura 25- a) Juntas sem preenchimento com arranjo ortogonal, b) detalhe do arranjo ortogonal, c) arranjo aproximadamente ortogonal conjugado e d) Arranjo conjugado no flanco de uma anticlinal. e) Projeção estereográfica da atitude das juntas sem preenchimentos. E) Diagrama de rosácea representando 93 planos de juntas sem preenchimento. F) Diagrama de contorno das juntas indicando o predomínio de mergulhos subverticais a verticais. ....	55
Figura 26 - a) junta preenchida por carbonatos euédricos; b) conjunto de finos veios com pouca extensão longitudinal; c) plano de junta preenchida por carbonatos euédricos; d) detalhe dos	

crístais euédricos; e) diagrama de rosácea representando 15 juntas revestidas por carbonatos; f) Diagrama de contorno de atitudes de juntas..... 56

Figura 27 – a) Hinge wedge thrust; b) Limb wedge thrust; c) Afloramento mostrando estrutura hinge wedge thrust; d) Afloramento mostrando estrutura limb wedge thrust ..... 57

Figura 28: a) estrias entre as camadas ( $S_0$ ) dobrada; b) detalhe da superfície estriada; c) estrias sub-horizontal na superfície de acamamento; d) orientação preferencial de todas as estrias encontradas na superfície de acamamento; e) projeção estereográfica das estrias mostrando predomínio de caimentos sub-horizontais. .... 58

Figura 29 – a) Imagem ortorretificada mostrando as estruturas dobradas e falhadas, b) croqui detalhado do afloramento. .... 59

Figura 30 - Representação esquemática das mudanças na forma de dobramento em multicamadas dobradas resultante de uma mudança na proporção de espessura de camada competente  $d_1$  (pontilhada) para espessura de camada incompetente  $d_2$ . A proporção de camada incompetente para espessura de camada competente é dada por  $n = d_2 / d_1$ . .... 61

Figura 31 - a) Charneira de dobra cilíndrica. b) Dobras menores com planos axiais recumbentes com demarcação da superfície de envelopamento. C) Diagrama de rosácea representando 33 linhas de charneiras. D) Diagrama de contorno indicando a predominância de caimento de baixo ângulo. E) Diagrama de rosácea representando 38 planos axiais. F) Diagrama de contorno dos planos axiais. .... 62

Figura 32 - Projeção estereográfica das orientações preferenciais apresentadas pelas diferentes estruturas tectônicas na área estudada. .... 63

Figura 33 – Geometria das estruturas observadas na pedreira Belagres. As escalas não estão em proporção real. .... 65

Figura 34- Projeção estereográfica da orientação preferencial do acamamento e das estrias. . 66

Figura 35 –Estágios cinemáticos e estruturas associadas..... 67



## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1- magnitude de falhas de acordo com Price & Cosgrove (2005).....	29
--	----

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
<b>2</b>	<b>OBJETIVO E JUSTIFICATIVA</b> .....	16
<b>3</b>	<b>MÉTODO DE TRABALHO</b> .....	17
<b>4</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b> .....	18
<b>4.1</b>	<b>Contexto geológico regional</b> .....	20
<b>4.1.1</b>	<b>Configuração geológica e estrutural da região de Bom Jardim</b> .....	22
<b>4.2</b>	<b>Contexto geológico local</b> .....	25
<b>5</b>	<b>ANÁLISE DESCRITIVA E CINEMÁTICA DE ESTRUTURAS TECTÔNICAS: ASPECTOS GERAIS</b> .....	28
<b>5.1</b>	<b>Falhas</b> .....	29
<b>5.2</b>	<b>Juntas</b> .....	35
<b>5.3</b>	<b>Dobras</b> .....	39
<b>6</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	46
<b>6.1</b>	<b>Falhas</b> .....	47
<b>6.2</b>	<b>Juntas</b> .....	54
<b>6.3</b>	<b>Dobras</b> .....	57
<b>7</b>	<b>DISCUSSÃO DOS RESULTADOS</b> .....	63
<b>7.1</b>	<b>Relações com o quadro estrutural regional</b> .....	67
<b>7.2</b>	<b>Relações cronológicas das estruturas tectônicas da pedreira Belagres</b> .....	69
<b>8</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	72
<b>9</b>	<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	74

## 1 INTRODUÇÃO

As excelentes exposições de rochas sedimentares da Pedreira Belagres e a diversidade de estruturas geológicas sin e pós-deposicionais, cuja gênese de certas estruturas é motivo de controvérsia entre a comunidade geológica, motivou este trabalho a buscar entender a deformação investigando os padrões geométricos e cinemáticos das estruturas deformadas. Para isto, utilizou-se métodos e ferramentas tradicionais da geologia estrutural, sem a pretensão neste curto trabalho de abordar integralmente problemas genéticos correlacionáveis ao assunto. Aqui a ênfase foi colocada no significado dos dados de acordo com suas relações no campo.

Manifestações cinemáticas representam processos geodinâmicos da crosta que se desenvolveram durante certa época. O estudo das relações geométricas e cinemáticas fornecem subsídios para uma melhor compreensão da inter-relação entre os elementos estruturais e os movimento associados. Além de proporcionar uma melhor compreensão do quadro deformacional, monta uma ideia dos mecanismos que iniciaram e permitiram o desenvolvimento dessas estruturas. Desta forma, é mais provável que se estabeleça uma base de fato objetiva sobre a qual as interpretações da causa podem prosseguir.

O estudo dessas relações na área ora estudada, revelou a existência de um arranjo geométrico consistente de certas tendências estruturais e geograficamente associadas a estruturas regionais. Tal arranjo inclui tendências de dobras, falhas, juntas e veios. Estágios cinemáticos foram propostos com base na relação geométrica, cinemática e de campo. Possíveis origens do padrão e suas relações cronológicas são discutidas brevemente no decorrer do trabalho.

A complexa configuração geológica regional onde a pedreira Belagres está inserida, somada a escassez de dados estruturais de maior detalhe nos pontos de interesse limitou consideravelmente o entendimento das relações com as estruturas tectônicas regionais. Entretanto, graças aos trabalhos geológicos e geotectônicos elaborados por Ribeiro *et al.* (1966); Ribeiro (1970); Ribeiro & Carraro (1971) em grandes porções do Escudo Sul-riograndense foi possível um razoável entendimento dessas relações. Seus escritos e mapas serviram de base em todas as etapas do presente trabalho, em especial ao estudo regional. Do mesmo modo, no entendimento das relações de idades entre os possíveis eventos que imprimiram suas histórias nas rochas da pedreira Belagres.

## **2 OBJETIVO E JUSTIFICATIVA**

Os principais objetivos do presente trabalho de conclusão de curso são: a análise descritiva e cinemática de estruturas que possuam relação direta com a tectônica em rochas sedimentares da pedreira Belagres, localizada a sudeste de Caçapava do Sul-RS, visando a interpretação estrutural à luz da geometria e cinemática geral da deformação. Este trabalho também procura entender as relações deformacionais com o quadro geológico estrutural regional. Desta forma, contribuir para o questionamento e discussão sobre a ordem geométrica indicada pela deformação e os princípios tectônicos que iluminam sua origem e causa final.

### 3 MÉTODO DE TRABALHO

Para o alcance dos objetivos propostos, a pesquisa bibliográfica brasileira e a estrangeira foi o suporte fundamental deste trabalho. A realização envolveu essencialmente técnicas de mapeamento de estruturas deformadas, através da observação direta e sistemática das relações de campo e utilizando como ferramentas básicas a análise descritiva e cinemática das estruturas.

O mapeamento foi executado em 8 dias na escala de 1:500. Com maior detalhe em alforamentos relevantes. A ênfase nestes trabalhos foi dada preferencialmente no estudo dos indicadores cinemáticos de dobras e falhas e nas idades relativas entre diferentes gerações de estruturas, seguindo critérios estabelecidos em trabalhos anteriores.

As estruturas estudadas tiveram suas atitudes medidas e suas orientações tratadas graficamente em diagramas de projeção estereográfica do tipo *Schmidt-Lambert* (hemisfério inferior), em seguida, avaliadas estatisticamente para discernir a qualidade da orientação preferencial. Através deste processo, conjuntos de elementos estruturais foram definidos.

Os espelhos de ambos os lados das falhas foram descritos detalhadamente, uma vez que nesses locais encontram-se os principais indicadores cinemáticos confiáveis e necessários ao tipo de análise proposta, tais como: degraus, fraturas, sulcos e estrias. Também foi dada especial atenção a vergência das dobras, visto que suas relações geométricas são indicativas da direção do movimento e da rotação ocorrida durante a deformação (distorção).

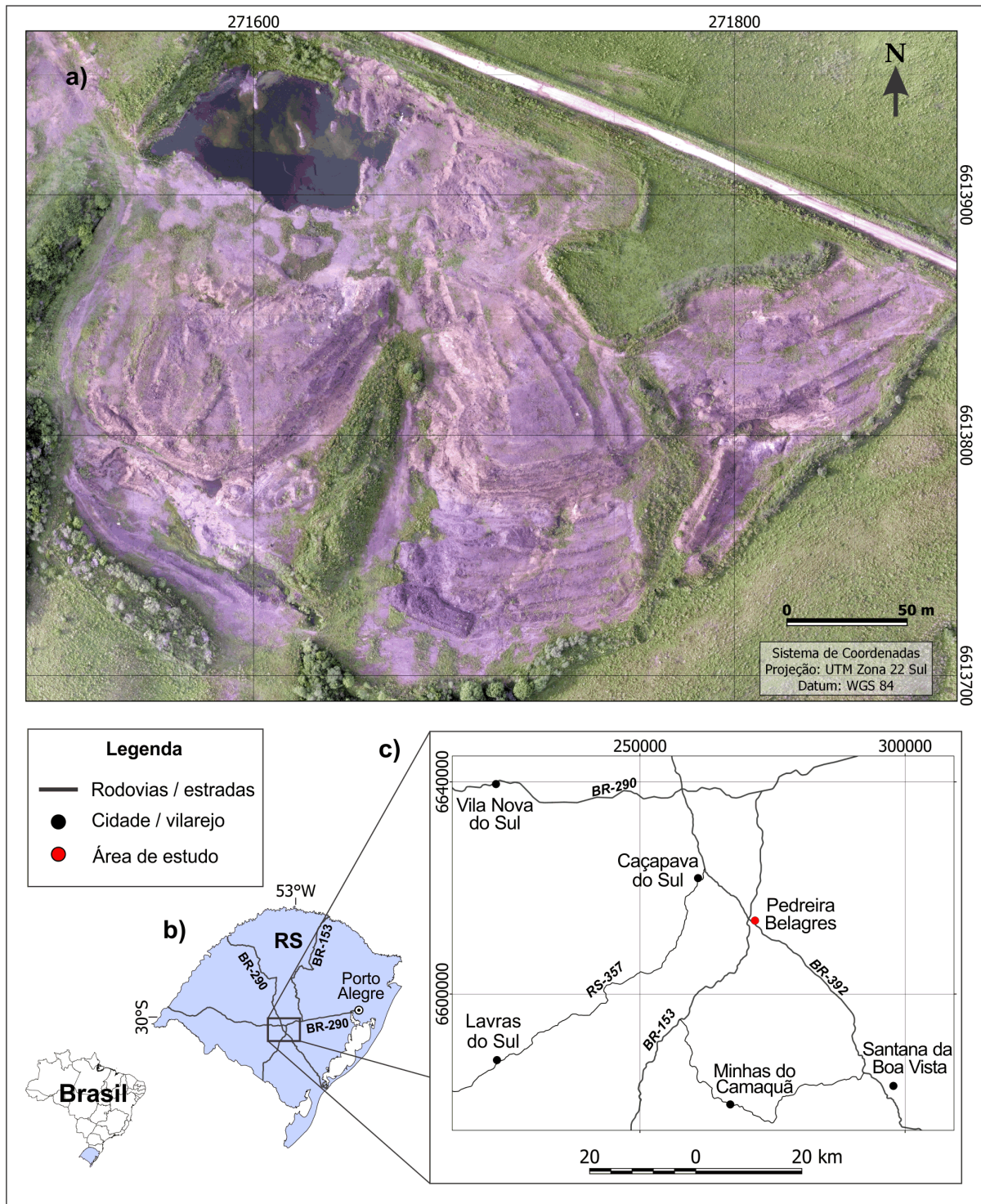
Em todos os casos, a importância foi colocada em observações sistemáticas de campo, medidas precisas das orientações dos elementos estruturais, registro cuidadoso dos dados na caderneta de campo, fotografia das estruturas, análise e interpretação.

O trabalho foi editado em microcomputador PC, utilizando-se entre outros programas, o *Microsoft Word e Microsoft Excel, versão 2013*. Para a elaboração e tratamento de croquis utilizou-se o programa *Corel Draw versão 17*. O programa *Quantum Gis versão 2.18.18*, foi a principal ferramenta utilizada para o tratamento dos dados georreferenciados e as projeções estereográficas foram preparadas no programa *Stereonet versão 10*.

#### **4 ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo localiza-se em uma pedreira desativada de extração de argila, situada a uma distância aproximada de 12 quilômetros em linha reta a sudeste da cidade de Caçapava do Sul - RS. O acesso ao local pode ser feito a partir desta cidade através da rodovia BR-392 sentido Santana da Boa Vista (Sul), o entroncamento dessa rodovia com a BR-153 ocorre nas proximidades da área estudada. Para acessá-la, deve-se continuar pela BR-392 por cerca de 1 (um) quilômetro após o entroncamento, em seguida dobra-se em uma estrada vicinal a esquerda (NE). A pedreira está localizada à algumas centenas de metros da rodovia, conforme mostrado na figura 1.

Figura 1 - a) área de estudo (Pedreira Belagres); b) Mapa de situação; c) Mapa de localização.



Fonte: a) modificado de Felipe Guadagnin (2018); b) autor.

#### 4.1 Contexto geológico regional

Ao final do Neoproterozoico, desenvolveram-se na região do Alto Estrutural do Rio Grande, centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, riftes intracontinentais relacionados regionalmente a um sistema maior de bacias, nomeadas bacias do Estágio de Transição por Almeida (1969). Este autor considerou o período como de estabilização tectônica após a Orogênese Brasileiro-Pan-Africana, responsável pela formação do Gondwana Ocidental. Essa orogenia foi registrada no cinturão metamórfico Dom Feliciano e no Terreno Rio Vacacaí (FRAGOSO-CESAR, 1991). Trabalhos recentes propõem um ambiente distensional já sem relação com a orogenia, (FRAGOSO CESAR *et al.*, 2000; FREITAS LEITÃO *et al.*, 2007; ALMEIDA *et al.*, 2010).

No Rio Grande do Sul, sobre o embasamento metamórfico brasileiro desenvolveram-se depósitos vulcano-sedimentares de idade ediacarana a eocambriana, depositados na Bacia do Camaquã onde foram agrupados no Supergrupo Camaquã (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 2003). Este Supergrupo possui uma feição tectônica que recobre, em parte, o escudo Sul Rio-grandense. É composto, da base para o topo, pelo Grupo Maricá (depósitos siliciclásticos marinhos e fluviais), Grupo Bom Jardim (depósitos aluviais e lacustres, além de vulcânicas intermediárias a básicas), Formação Acampamento Velho (vulcânicas), Grupo Santa Bárbara (depósitos aluviais e costeiros), Grupo Guaritas (depósitos aluviais e eólicos) e Suíte Intrusiva Rodeio Velho (subvulcânicas básicas a intermediárias) conforme figura). O preenchimento da bacia totaliza mais de 10.000 metros de espessura e sua ocorrência é controlada por falhas de alto ângulo que delimitam em três sub-bacias; as sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental (JANIKIAN, 2004).

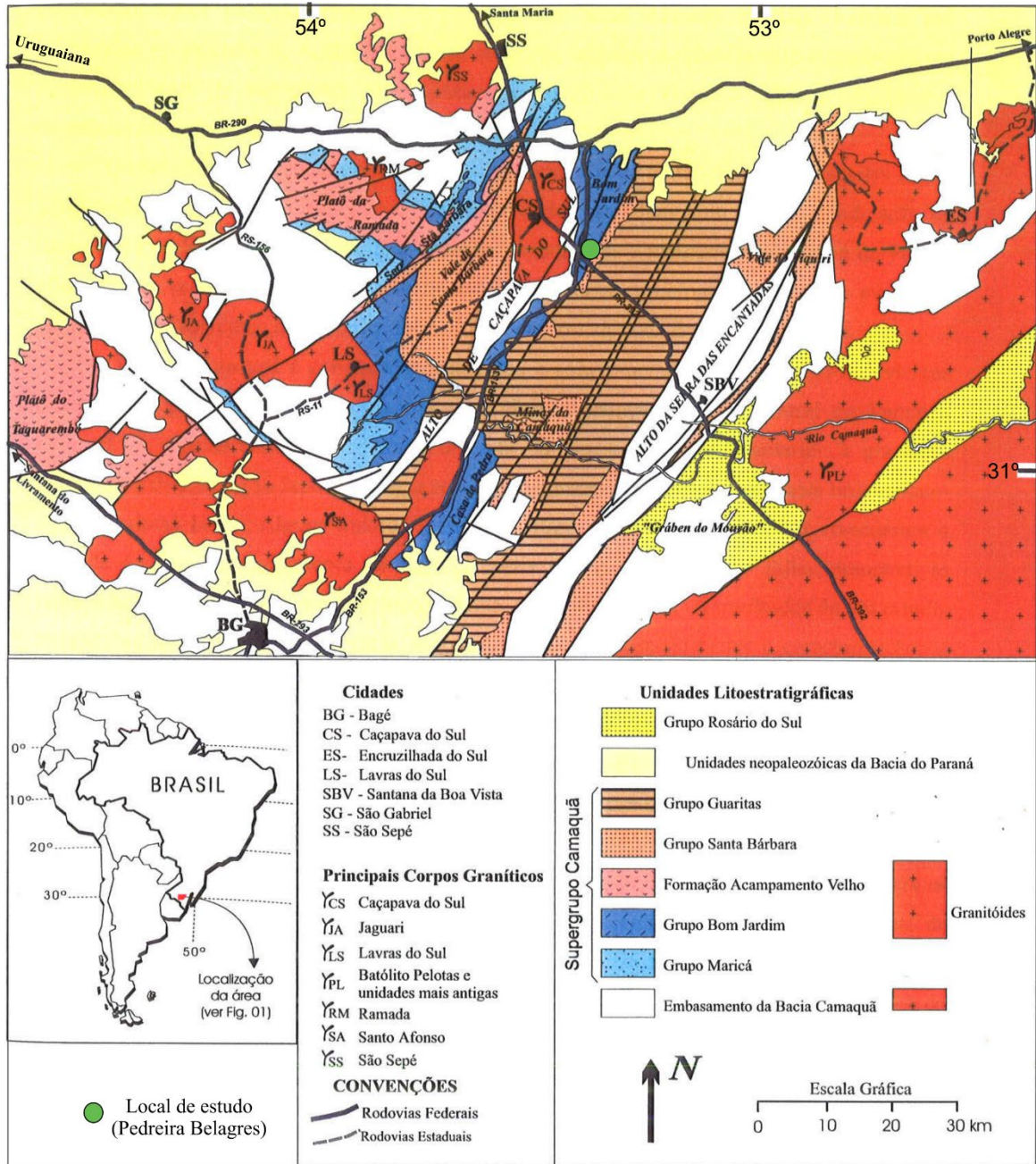
Segundo Janikian (2004) o grupo Bom Jardim aflora nas três sub-bacias. Na sub-bacia Central, região de Bom Jardim, que constitui a área tipo da unidade e também onde encontra-se a área ora estudada. É composto por rochas vulcânicas, piroclásticas e sedimentares geradas em ambientes continentais subaéreo e lacustre (JANIKIAN, 2004), em uma bacia tectonicamente ativa (JANIKIAN *et al.*, 2008). Apresenta aproximadamente 4.000m de espessura e é limitado na base por discordância litológica com o embasamento e no topo por discordância angular com o Grupo Santa Bárbara.

Janikian *et al.*, (2003) redefiniram o Grupo Bom Jardim, na sub-bacia Central, região de Bom Jardim em três formações, a partir da base; Formação Cerro da Angélica (predominantemente por arenitos conglomeráticos), Formação Hilário (rochas vulcânicas e



piroclásticas subordinadas) e Formação Picada das Graças (depósitos de leques deltaicos, fluviais e deltaicos dominados por rios).

Figura 2 - Mapa geológico da Bacia do Camaquã e áreas adjacentes



Fonte: modificado de Almeida (2005).

#### 4.1.1 Configuração geológica e estrutural da região de Bom Jardim

Na Sub-Bacia Central, região de Bom Jardim, os falhamentos são as feições tectônicas predominantes. De acordo com Ribeiro (1970) deles derivam-se todas as outras feições tectônicas nas rochas sedimentares e vulcânicas da área (figura 3).

As rochas do Grupo Bom Jardim são cortadas por três grandes zonas de falhas com expressão regional, são elas; Mato Grande, Caboclo e Angélica (figura 3). Estas zonas seccionam rochas metamórfica e sedimentar de idade Neoproterozóica por falhamentos de direção nordeste, de tal modo a formar grandes faixas que apresentam entre si certa uniformidade de direção NE-SW. Todas as faixas são também seccionadas por falhamentos de direção noroeste, também em arranjos segundo faixas ou zonas (RIBEIRO, 1970). Tais zonas fazem parte do “Sistema de Falhas Irapuá” definido por Ribeiro *et al.*, (1966) sendo composto por 12 zonas de falhas que compreendem os grandes falhamentos regionais de direção nordeste-sudeste. Estes autores apontam que os movimentos horizontais, ou pelo menos, laterais, ao longo dos planos dessas zonas de cisalhamento, foram da ordem de 5 a 10 km no mínimo.

Os falhamentos de direção noroeste compreendem o Sistema de Falha Cerro da Vigia, também definido pelos mesmos autores, sendo representado por fraturas tipicamente tensionais de direção noroeste, sem grande amplitude de rochas perturbadas, especialmente no Grupo Guaritas (*sensu* Formação Guaritas de Ribeiro *et al.*, 1966). O Sistema de Falhas Irapuá é o mais importante pelo fato de ter controlado em grande parte a tectônica da região de Bom Jardim, e ainda, pelas atividades magmáticas e a mineralização cuprífera a ele associado (RIBEIRO *et al.*, 1966). Estes autores afirmam que os movimentos ao longo das zonas de falhas do Sistema Irapuá influenciaram decisivamente o tipo rítmico da sedimentação.

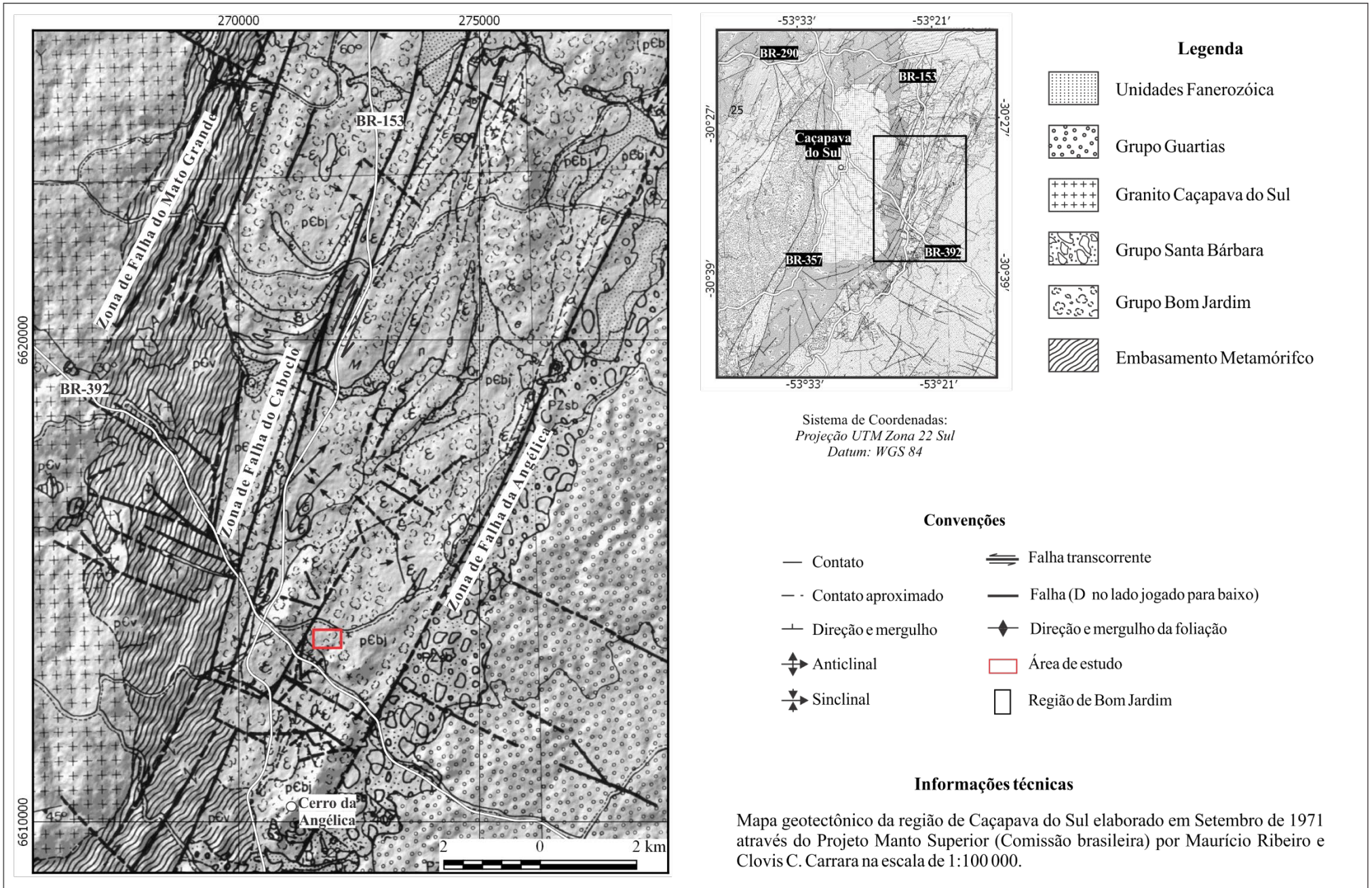
Ribeiro *et al.*, (1966) e Picada (1971) descrevem diversos dobramentos como consequência de deslocamento de blocos falhados. Dobras abertas de grande envergadura envolvendo rochas competentes, confinadas entre zonas de falhas também foram identificadas, além de numerosas dobras menores de pequenas amplitudes adjacente as zonas de falhas. Esses autores apontam que, geralmente, nos lugares onde essas camadas tem um alto grau de plasticidade, estas perturbações se expressam por dobramentos complexos de pequena amplitude.

Estes falhamentos reativaram-se, de tempos em tempos, com intensidade sempre decrescente, afetando não somente o regime de deposição das sequencias sedimentares, como,

também, produzindo-lhes estruturas pós-deposicionais (RIBEIRO, 1970). Em algumas regiões Ribeiro *et al.*, (1966) apontam evidências de cavalgamento para direção nordeste de camadas mais antigas sobrepostas à mais jovens.



Figura 3- Mapa geológico e estrutural da região de Bom Jardim à leste de Caçapava do Sul.



## 4.2 Contexto geológico local

A área de estudo localiza-se na porção sul da Sub-bacia central, região de Bom Jardim. A pedreira Belagres está situada a 4 quilômetros em linha reta do Granito Caçapava do sul, localizada aproximadamente no centro de uma faixa com cerca de 4 quilômetros de largura limitada à noroeste pela Zona de Falha do Caboclo e à sudeste pela Zona de Falha da Angélica, ambas de direção N15E interpretadas por Ribeiro *et al.*, (1966) como falhas de transcorrência e normal, respectivamente.

Na região afloram sequências sedimentares agrupadas na Formação Cerro da Angélica, localizada na porção sul da Sub-bacia Central, região de Bom Jardim (figura 4), constituída por intercalações rítmicas de arenitos e pelitos, além de arenitos conglomeráticos e subordinadas rochas vulcanoclásticas, divididas por Janikian *et al.*, (2003) em 4 sucessões de rochas com evidências de deposição em um sistema de leques sub-lacustres que, para o topo, passa para ambientes deltaicos, apresentando cerca de 1500m de espessura. Sua idade foi restringida por sete determinações Ar-Ar e U-Pb em rochas vulcânicas, que agrupam essas unidades entre 605 e 574 Ma. (JANIKIAN *et al.*, 2008).

Os afloramentos da pedreira Belagres compreendem a sucessão composta por depósitos de fundo de bacia que transicionam sobre os depósitos de leques externos e constituem-se de intercalações de camadas tabulares, centimétricas a métricas, de argilitos e siltitos maciços e laminados. Localmente ocorrem camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos laminados e maciços, com geometria tabular. A seção tipo desta sucessão, de acordo com Janikian *et al.*, (2003) localiza-se na própria pedreira onde o presente trabalho foi realizado (figura 5). Estes autores apontam que o amplo predomínio de fácies de decantação de material em suspensão (argilitos e siltitos), interrompidas apenas por incursões de turbiditos de baixa densidade (arenitos finos laminados), indica sedimentação em águas relativamente profundas, em setores centrais da bacia.

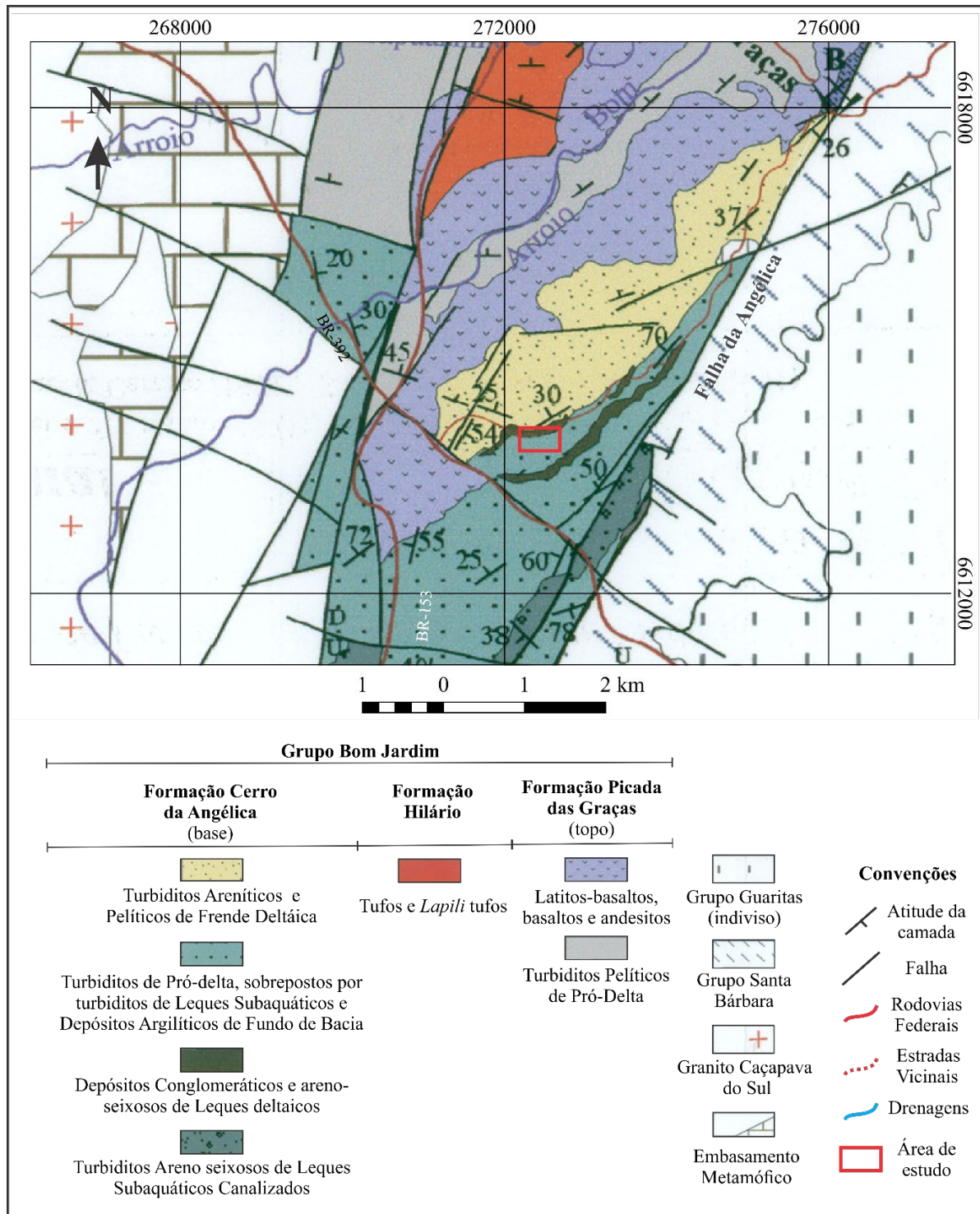
Figura 4 - Esboço estratigráfico das unidades que compõem a bacia do Camaquã, com ênfase (na cor roxa) na unidade ao qual a pedreira está localizada.

		<b>Unidades Fanerozóica</b>							
		<i>Discordância</i> <i>Angular</i>							
		<b>Grupo Guaritas</b>				<b>Suíte Intrusiva Rodeio velho</b>			
		<i>Discordância</i> <i>Angular</i>							
		<b>Grupo Santa Bárbara</b>							
		<i>Discordância</i> <i>Angular</i>				<b>Formação Acampamento velho</b>			
Granitos: Ramada, São Sepé e Cerro da Cria						? ? ? ?			
	<i>Discordância</i> <i>Erosiva</i>	? ?				? ? ? ?			
						? ? ?			
		<i>Discordância</i> <i>Erosiva</i>				<b>Fm. Picada das Graças</b>			
Granitos: Lavras do Sul, Caçapava do Sul		? ? ?				<i>Discordância</i> <i>Erosiva</i>			
		? ? ?				<b>Fm. Hilário</b>			
		? ? ?				<i>Discordância</i> <i>Erosiva</i>			
		<b>Pedreira BellaGres</b>				<b>Fm. Cerro da Angélica</b>			
		Turbiditos Areníticos e Pelíticos de Frente deltaica				<b>Grupo Bom Jardim</b>			
		Turbiditos de Pró-delta, sobrepostos por Turbiditos de Leques Subaquáticos e Depósitos Argílicos de Fundo de Bacia							
		Turbiditos Arenos Seixosos de Leques Subaquáticos Canalizados ( <i>Cânyons</i> )							
		Depósitos Conglomeráticos e Arenos seixosos de Leques deltaicos							
		<i>Discordância</i> <i>Angular</i>				<i>Discordância</i> <i>Litológica</i>			
		<b>Grupo Maricá</b>				<b>Embasamento Metamórfico</b>			
		<b>Embasamento Metamórfico</b>				<b>Região de Bom Jardim</b>			
		<b>Sub-Bacia Camaquã Ocidental</b>				<b>Sub-Bacia Camaquã Central</b>			

Fonte: Janikian L. (2004).



Figura 5 – Parte sul do mapa geológico da região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central.



Fonte: Modificado de Janikian (2004).

## 5 ANÁLISE DESCRITIVA E CINEMÁTICA DE ESTRUTURAS TECTÔNICAS: ASPECTOS GERAIS

O grau de ordem geométrica em um corpo rochoso deformado é avaliado medindo-se as orientações de um grande número de elementos estruturais separando-os em conjuntos. Dois ou mais conjuntos de estruturas ou elementos estruturais semelhantes constituem um sistema. Todos esses sistemas, juntos, mais todas as estruturas que não se organizam convenientemente em conjuntos, compreendem o sistema estrutural total (DAVIS & REYNOLDS, 1996). Os dados geométricos para interpretação estrutural em geologia tornam-se disponíveis através da representação gráfica da atitude de estruturas e texturas planares ou lineares (HILLS, 1972).

A análise descritiva busca reconhecer as estruturas, medir suas orientações e descrever seus componentes físicos e geométricos, ou seja, são relativos às propriedades físicas, orientações e configuração interna das estruturas. O mapeamento geológico é o coração da análise descritiva em geologia estrutural, por fornecer uma imagem da distribuição das formações rochosas dentro de uma área. Ao mesmo tempo, mostra a forma e geometria estrutural das rochas (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

A análise cinemática como descrita por (DAVIS & REYNOLDS, 1996) se concentra na interpretação dos movimentos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das geometrias. Para isto, trata de reconhecer e descrever as mudanças que, durante a deformação, são provocadas pelo movimento do corpo como um todo, ou por movimentos internos dentro do corpo (DAVIS & REYNOLDS, 1996). O objetivo geral desta análise é interpretar a combinação de translação, rotação, distorção (*strain*) e dilatação que alteraram a localização, orientação, forma e tamanho de um corpo de rocha, sem se preocupar com as forças de estresse que criaram os movimentos. A análise cinemática é realizada em todas as escalas, desde submicroscópica até regional.



## 5.1 Falhas

Falha é uma superfície ou zona de fratura ao longo da qual ocorreu um deslocamento “significativo”, e é fundamentalmente desenvolvida por um mecanismo rúptil. Geralmente formam-se nos primeiros 10-15 km superiores da crosta (MCCLAY, 1991), e seus planos raramente são superfícies planas e com traço que possui diversos comprimentos (RAMSAY & HUBER, 1997), de acordo com a tabela 1.

Tabela 1- magnitude de falhas

	<i>Descrição</i>	<i>Comprimento da fratura</i>
Mesoscópica	Menor (pequena escala)	$< 10^0$ m
	Intermediária	$10^0 - 10^1$ m
	Maior	$10^1 - 10^2$ m
Megascópica	Menor	$10^2 - 10^3$ m
	Intermediária	$10^3 - 10$ m
	Maior	$10 - 10$ m
Regional ou continental	-	$10 > m$

Fonte: Price & Cosgrove (2005).

Price & Cosgrove (2005) expõem um problema sobre esta definição. Para eles o termo “significativo” ou apreciável” não denota de forma clara a distinção entre juntas e falhas para deslocamentos ínfimos. Esses autores apresentam um interessante diagrama hipotético ao considerar a escala em que as falhas ocorrem, relacionando o traço da falha com o comprimento do vetor de deslocamento. Isto, de fato, melhora a representatividade, mas não resolve o problema da subjetividade. Davis & Reynolds (1996); Ramsay & Huber (1997) definem falha como uma fratura com deslocamentos superior a 0,5mm.

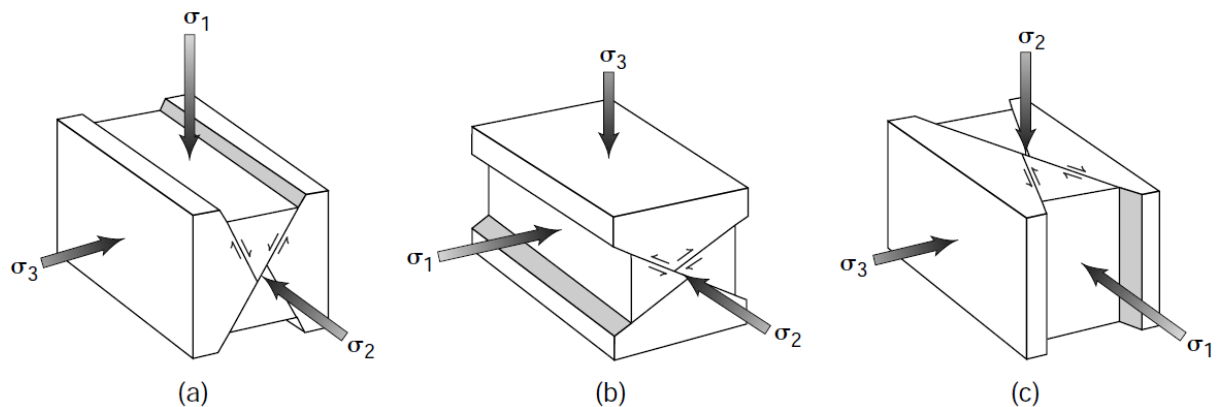
Inúmeros esquemas de classificação para falhas foram erigidos com base no mergulho do plano de falha e na direção do deslizamento conforme apontado por Célérier (2008). Ernest M. Anderson (1905) junto com a Sociedade Geológica de Edimburgo propôs uma simples teoria, ainda que realista, que associa as falhas com o estado de tensão, onde relacionou os três principais tipos de falhas, a saber: normal, transcorrente (*strike-slip*) e inversa. As três possíveis

atitudes das principais direções de interesse deu a essa teoria uma profunda influência que persiste até hoje (CÉLÉRIER, 2008).

A classificação dinâmica da falha de Anderson (1905) ilustrada na figura 6 baseia-se no fato de que nenhuma tensão de cisalhamento pode existir na superfície da Terra. Portanto, para ocorrer uma falha na superfície da Terra, uma das tensões principais (*principal stress*) ( $\sigma_1$ ) ( $\sigma_2$ ) ou ( $\sigma_3$ ) deve ser perpendicular à superfície da Terra e, portanto, vertical. Pode-se assim classificar as falhas de acordo os sigmas verticais. São elas:

- falha normal  $\sigma_1$  é vertical e  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  são horizontais. Os mergulhos dos planos das falha são  $\sim 60^\circ$ ;
- falha transcorrente (*strike-slip*)  $\sigma_2$  é vertical e  $\sigma_1$  e  $\sigma_3$  são horizontais. Neste caso, o plano da falha é vertical e a direção do movimento é horizontal, isto é, o deslizamento é ao longo da direção do plano;
- falha inversa (ou de cavalgamento)  $\sigma_3$  é vertical e  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$  são horizontais. Os planos de falha mergulham em aproximadamente  $30^\circ$  em relação à horizontal.

Figura 6 - Teoria do falhamento Andersoniana (a) (alto ângulo) falha normal, (b) (baixo ângulo) falha inversa (ou cavalgamento) e (c) (vertical) falha transcorrente



Fonte: Pluijm, (2003)

Anderson (1905) aponta que o ângulo bissectado por  $\sigma_1$  entre planos de falhas conjugados é uma função das propriedades do material e das rochas que experimentam falhamentos e pode variar entre  $45^\circ$  e  $90^\circ$ .  $60^\circ$  é considerado como um valor típico.

A determinação da direção e sentido de movimento em falhas é um requisito básico durante a análise de tectônica rúptil. É indispensável no estabelecimento da cinemática de falhas (RAMSAY & HUBER, 1997). Diversos artigos relacionados à geologia estrutural (PETIT, 1987; HANCOCK & BARKA, 1987; BRANDES & TANNER, 2014; CÉLÉRIER, 2008; DOBLAS, 1997; e livros (HOLMES, 1944; MCCLAY, 1991; DAVIS & REYNOLDS, 1996; SUPPE, 1985; TWISS & MOORES, 2006) admitem que esses movimentos nos planos de falhas frequentemente são indicados por entalhes que consistem em estrias e ranhuras impressas numa superfície lisa ou polida e paralelas à direção do movimento. Denominam estas estruturas como *slickenside*.

A definição de *slickensides* tem sido controversa e termos mais especializados têm sido propostos, como *slickenline* para estruturas estriadas e *slickenstep* para estruturas em degraus na superfície de deslizamento (Fleuty 1975). Além disso, em alguns livros didáticos sobre geologia estrutural, superfícies revestidas com veios fibrosos ou não fibrosos com moldes defeituosos não são consideradas como *slickensides*, por exemplo, Suppe (1985) e Price & Cosgrove (2005).

*Slickensides* têm sido amplamente utilizados em trabalhos de campo como indicadores confiáveis para a direção de deslizamento de falhas e, em alguns casos, para o sentido de deslizamento (por exemplo, Tjia 1964). Além disso, outros trabalhos relacionaram as estruturas de *slickenside* com o estado de tensão que originou a falha (por exemplo, Angelier 1979, 1989).

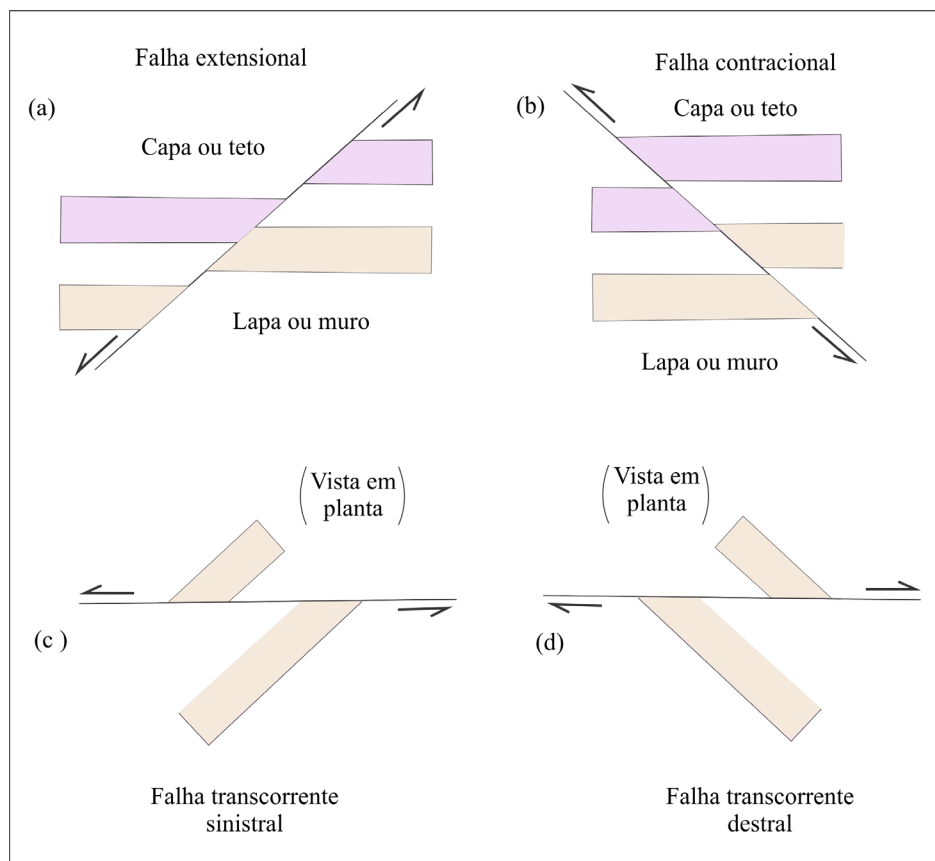
Nas últimas décadas foram escritos artigos que fazem novas contribuições para o estudo de *slickensides*. Petit (1987) fornece uma valiosa descrição detalhada sobre uso de fraturas menores por cisalhamento do tipo Riedel associadas à formação de *slickensides* em planos de falha de diversas rochas rúpteis como indicadores do sentido relativo do movimento. Petit e Laville (1987) descreveram *slickensides* imperfeitamente planares com baixo brilho que se formaram durante o cisalhamento de sedimentos inconsolidados. Laurent (1987) sugeriu uma nova técnica para determinar o sentido de deslizamento de uma falha usando lamelas combinadas com a mesma geometria de minerais de calcita adjacentes aos planos de falhas.

Entretanto, desde meados de 1964 Tjia adverte que os *slickensides* não são um critério infalível de sentido de deslocamento ao longo de uma falha. Quebras de degraus observadas ao longo de superfícies de falha na área de Lokulo, Java, foram comparadas com deslocamentos conhecidos e estão em desacordo com o critério de "suavidade" comumente aceito para determinar o sentido de deslocamento (HANCOCK & BARKA, 1987). Ramsay & Huber,

(1997) também adverte que essas estruturas devem ser usadas de forma descritiva, porque às vezes elas registram apenas o último movimento relativo entre as paredes, e esse movimento pode não necessariamente ser paralelo ao vetor de movimento total.

McClay (1991) apresenta um esquema descritivo de falhas que se baseia na geometria e no sentido de movimento, definidos pela mudança observada de marcadores planares, geralmente camadas litológicas, conforme ilustrado na figura 7. Além destes indicadores de movimento, Suppe (1985) recomenda também o uso de outros critérios como a descontinuidade estrutural e a deformação na zona de falha. Davis & Reynolds (1996) apontam que a interpretação da direção e do sentido de deslizamentos nas falhas é frequentemente complicado devido aos padrões enganosos criados pela interação entre estrutura e topografia e pela ausência de estruturas menores e aponta que o deslizamento é totalmente determinado quando se conhece, através de falhas individuais, e por todo o corpo falhado, a magnitude, a direção e o sentido do deslocamento.

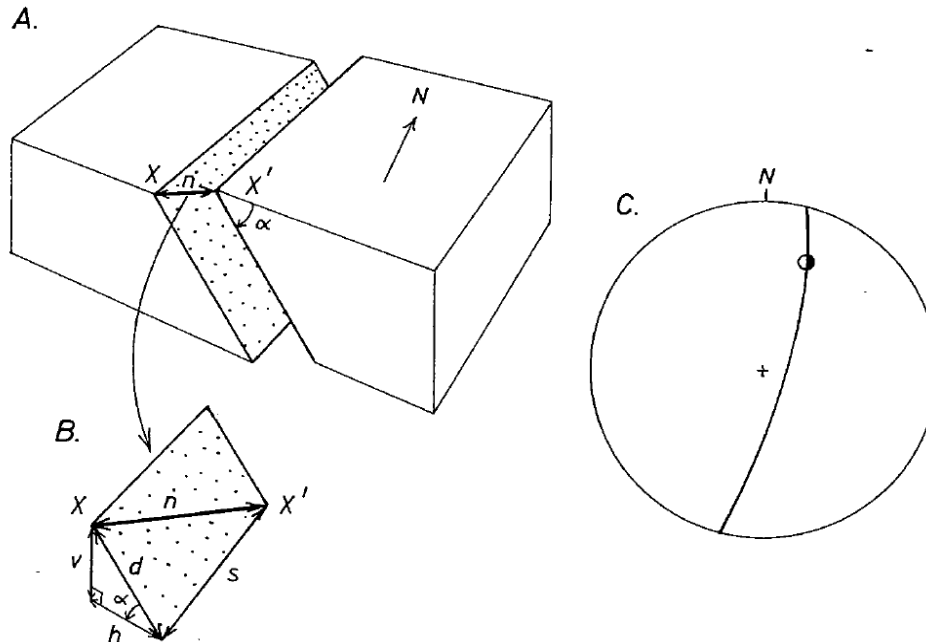
Figura 7 - Classificação geométrica de falhas com base na separação litológica e com o conhecimento da direção de deslizamento na falha.



Fonte: McClay (1991).

De acordo com Davis & Reynolds (1996) as translações de corpo rígido são expressas convenientemente em termos de vetores de deslocamento, que descrevem as posições iniciais *versus* finais dos pontos dentro de um corpo, ou seja o deslocamento total, conforme ilustrado na figura 8. O mesmo autor aponta que o vetor de deslocamento pode ser descrito em termos de três parâmetros: distância de transporte, direção de transporte e sentido de transporte. Conhecendo-se a localização original (inicial), pré-deformação  $[x, y, z]$  de um ponto na rocha e também conhecendo as posições  $[x_0, y_0, z_0]$  finais, pode-se construir o vetor de deslocamento.

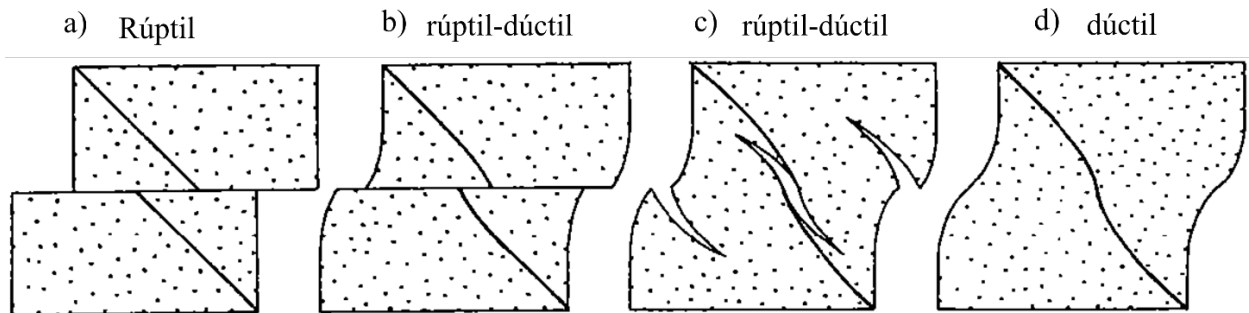
Figura 8 – A) deslizamento total “n” de uma falha é o vetor que conecta os pontos X e X’ que estavam uma vez em contato. Em B este vetor foi dividido em componentes de transcorrência (s) e deslizamento normal (d), e o componente de deslizamento (dip-slip) foi dividido em um componente horizontal ( $v = d \cos \alpha$ ) de um componente vertical ( $h = d \sin \alpha$ ), onde  $\alpha$  é o ângulo do plano da falha. C ilustra o método de projeção usado para registrar a orientação da superfície da falha e o ponto de divisão do símbolo para delinear os movimentos relativos a ambos os lados.



Fonte: Ramsay & Huber (1997).

A partir do estudo da morfologia de uma fratura, às vezes, é possível inferir seu modo e ambiente de desenvolvimento, por exemplo, as fraturas podem exibir características que permitam que sejam denominadas dúcteis ou semi-dúcteis. De acordo com Price & Cosgrove (2005) tal classificação depende, até certo ponto, da avaliação subjetiva e conclui, de acordo com suas observações, que as fraturas semi-dúctil são mais antigas que as rúpteis. Entretanto, adverte que se as fraturas rúpteis existissem antes da fase dúctil da deformação, em geral, mostrariam evidências dessa deformação posterior ou até mesmo seriam transferidas para fraturas dúcteis. Ramsay (1979) aponta que as paredes de uma falha, por vezes, sofrem deformação rúptil-dúctil, e isso pode levar ao desenvolvimento de sistemas de veios *en-echelon* e a formação de clivagem. Este autor aponta que essas características parecidas com falhas e que mostram alguma deformação dúctil nas paredes são, talvez, melhor designadas por zonas de cisalhamento rúptil-dúcteis conforme ilustrado na figura 9. De acordo com McClay (1991) esses veios *en-echelon* podem ser usados para analisar a cinemática e os deslocamentos das zonas de cisalhamento.

Figura 9 - Tipos de zonas de cisalhamento



Fonte: retirado de Ramsay J. G. (1979).

O aspecto qualitativo e a morfologia dos planos de falha, refletem diferentes ambientes geológicos (por exemplo, temperaturas mais altas, planos revestidos de minerais *versus* fraturas nítidas e limpas provavelmente mais jovens) (PRICE & COSGROVE, 2005). As relações geométricas indicam se os planos de falha são contemporâneos ou resultam de eventos sobrepostos com diferentes direções (SUPPE, 1985).

## 5.2 Juntas

As juntas são arranjos de fraturas planas razoavelmente contínuas que frequentemente ocorrem em diferentes escalas, desde centímetros até dezenas ou centenas de metros, ao longo das quais houve movimento de separação imperceptível mais ou menos perpendicular à superfície da fratura (DAVIS & REYNOLDS, 1996). As juntas individuais são superfícies planas a curvilineares e são as estruturas rúpteis mais comumente desenvolvidas e que estão frequentemente associadas ao desenvolvimento de conjuntos de veios com minerais remobilizados, por exemplo quartzo e carbonato (WILSON, 1982; PLUIJM, 2003). Elas são significativas tanto para a informação que fornecem quanto à sequência de eventos tectônicos durante os quais as fraturas se formam e para as características físicas que transmitem à rocha em que ocorrem (TWISS & MOORES, 2006).

Alguns pesquisadores, por exemplo, McClay (1991) e Twiss & Moores (2006) consideram o termo “junta” para fratura com pequeno movimento cisalhante. Outros desaprovam este uso. Para Pluijm (2003), por exemplo, as estruturas que são tecnicamente falhas também podem ser chamadas de juntas, portanto, não é aconselhável o termo “junta” em

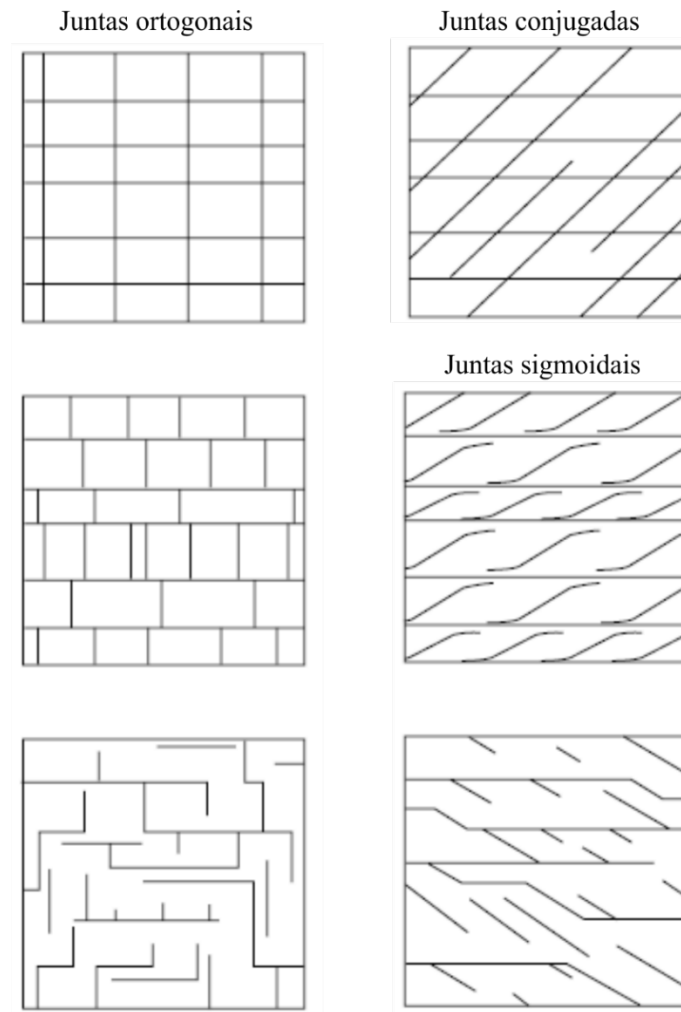
referência a uma fratura de cisalhamento. Davis & Reynolds (1996) distinguem as fraturas por cisalhamento de juntas, segundo aquele autor, as fraturas por cisalhamento na verdade são micro falhas, pois elas não se formam por abertura tensional perpendicular a uma face da fratura, como ocorre com as juntas, mas através da tração de cisalhamento paralela à superfície da fratura.

Embora a definição básica do termo junta não seja genética, Pluijm (2003) aponta que a maioria dos geólogos contemporâneos acredita que as juntas se formam por tração perpendicular à trajetória do  $\sigma_3$  e paralelas ao plano principal de tensão que contém as direções  $\sigma_1$  e  $\sigma_2$ .

De acordo com Pluijm (2003) as juntas sistemáticas podem ser agrupadas em conjuntos. Dois ou mais conjuntos de juntas que se interceptam em ângulos razoavelmente constantes compreendem um sistema de juntas, e o ângulo entre dois conjuntos de junções em um sistema de junções é o ângulo diedro. Se os dois conjuntos em um sistema são mutuamente perpendiculares (isto é, o ângulo diedro é de  $90^\circ$ ), denomina-se par de um sistema ortogonal (figura 10), e se os dois conjuntos se cruzam com um ângulo diedro significativamente menor que  $90^\circ$  (por exemplo, um ângulo diedro de  $30^\circ$  a  $60^\circ$ ), chamamos o par de um sistema conjugado (Figura 8).



Figura 10 - Traço de vários tipos de arranjos de juntas na superfície dobrada



Fonte: Pluijm (2003)

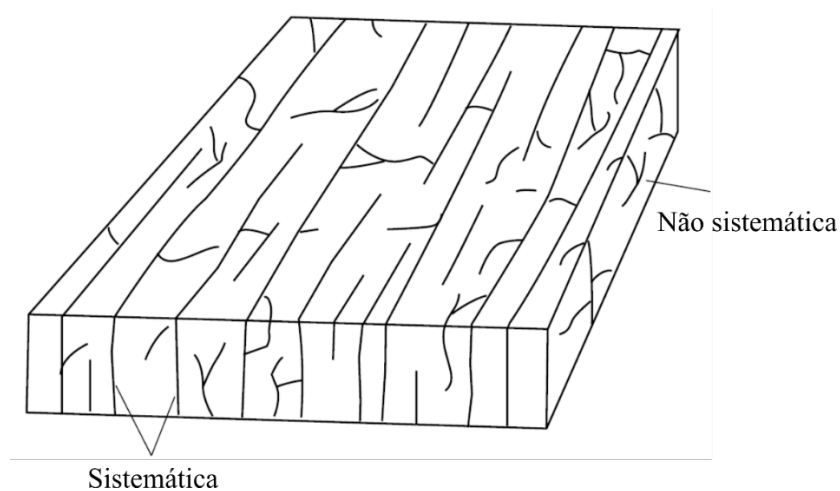
De acordo com Davis & Reynolds (1996) as juntas são produtos de falhamento rúptil e se formam quando a resistência à tração da rocha tensionada é excedida. O mesmo autor aponta que o minúsculo movimento que é acomodado por uma junta é fundamentalmente uma abertura perpendicular à superfície da junta sob tensão. Na maioria dos casos, a abertura que é acomodada pela junta é quase microscópica. A frequência das juntas está intimamente relacionada com a espessura e competência das camadas. Camadas finas possuem juntas menos espaçadas, e camadas mais competentes e espessas tendem a desenvolver juntas mais espaçadas (MCCLAY, 1991; TWISS & MOORES, 2006)

Os critérios descritivos usados para classificar as medidas incluem a orientação, em relação à superfície da fratura, do deslocamento na fratura e da geometria das fraturas, incluindo sua orientação, a extensão das fraturas individuais e os padrões distintos formados (PLUIJM,

2003) por fraturas associadas. As medições das orientações de juntas, veios e estilolitos são feitas usando as técnicas para estruturas planas (MCCLAY, 1991).

As juntas sistemáticas são juntas planas que compreendem uma família na qual todas as juntas são paralelas ou subparalelas entre si e mantêm aproximadamente o mesmo espaçamento entre as idades na região de observação (figura 11).

Figura 11 – Bloco diagrama mostrando a ocorrência de ambas juntas sistemáticas e não-sistemáticas em um corpo de rocha



Fonte: Pluijm (2003)

Para ajudar a identificar as orientações dominantes de juntas em uma região, McClay (1991) sugere o uso de diagramas estatísticos que mostram atitudes de muitas juntas diferentes dentro de uma determinada região. Para juntas que não são verticais se recomenda usar suas atitudes em uma rede de área igual com contorno (PLUIJM, 2003). Entretanto, se as juntas são na maior parte verticais, uma ocorrência comum em estratos sedimentares planos, suas orientações podem ser mostradas em histogramas. Um histograma de barras, no caso de juntas, indica o número de juntas cuja direção cai dentro de um intervalo particular (MCCLAY, 1991).

A maneira como as juntas não paralelas se cruzam fornece informações sobre suas idades relativas (DAVIS & REYNOLDS, 1996). A orientação de uma junta mais jovem também pode mudar onde ela se aproxima de uma junta mais antiga que se comporta como uma superfície livre (PLUIJM, 2003).

Pluijm (2003) aponta que as juntas são sintectônicas, baseado em duas observações: primeiramente as juntas são paralelas à direção  $\sigma_1$  associada ao desenvolvimento de estruturas

tectônicas como dobras. Em segundo lugar, as juntas contém localmente o preenchimento mineral formado a temperaturas e pressões de fluidos encontradas a uma profundidade de vários quilômetros. Assim, ressalta aquele autor, que elas não são uma consequência do recente faturamento de rochas na superfície próxima. O mesmo autor salienta que durante um evento orogênico, o estresse horizontal máximo é aproximadamente perpendicular à tendência (*trend*) do orógeno. Como consequências, as juntas que se formam por fraturamento hidráulico natural e sintectônico são aproximadamente perpendiculares a tendência do orógeno. Como o estado de tensão pode mudar com o tempo em um orógeno, as juntas formadas posteriormente podem ter um impacto diferente das juntas formadas anteriormente, e as juntas formadas durante um determinado evento podem não ser exatamente perpendiculares as tendências das dobras onde elas se formaram. Tais padrões comuns são típicos de regiões orogênicas, mas também podem ocorrer no interior de continentes.

O estudo dos mecanismos de juntas tem um lado muito prático: as observações dos sistemas de juntas podem transmitir informações sobre o campo de tensão tectônica que estava ativo no momento em que as articulações foram formadas. Como os sistemas de juntas comumente consistem em vários conjuntos de juntas, geralmente diferentes em idade, os campos de tensão associados também podem diferir e representar diferentes períodos ou episódios geológicos (MANDL, 2005).

### 5.3 Dobras

Dobras são ondulações em rochas inicialmente planas, como camadas sedimentares, camadas litológicas em xistos e gnaisses, ou características anisotrópicas planares, como clivagem ou xistosidades, produzidas durante um evento deformacional precoce (RAMSAY & HUBER, 1997). Estas estruturas demonstram a existência de deformação dúctil na Terra (PLUIJM, 2003). Além disso, elas são estruturas importantes porque uma grande quantidade de deformação natural é alcançada pela camada de rocha dobrada (SUPPE, 1985).

De acordo com Ramsay & Huber (1997) as dobras são comuns porque a taxa de crescimento ou instabilidades mecânicas que estabelecem deflexões laterais durante o encurtamento ao longo de uma feição planar é geralmente rápida. Nem todas as dobras, no entanto, são formadas por tais processos de flambagem (*buckling*). As dobras também podem ser formadas quando forças não uniformes são aplicadas ao longo da estratificação. Processos de flexão (*bending*), como subsidência vertical variável, ou pelo deslizamento de rocha sobre as irregularidades subjacentes também podem dar origem a dobras (RAMSAY & HUBER,

1997). Ao analisar uma dobra, pode ser útil reconhecer dois conjuntos de elementos: aqueles que são essenciais, ou primários, e aqueles que aparecem, por assim dizer, secundariamente em virtude do "ajuste" da dobra em relação à superfície da Terra (CHALLINOR, 1944). De acordo com Hills (1972) nossa compreensão da origem e implicações tectônicas do dobramento é baseado em muitas linhas de evidência:

- (i) as formas assumidas pelas camadas dobradas (geometria de dobra);
- (ii) experimentos simulando o dobramento;
- (iii) as relações de dobras para outras estruturas, especialmente falhas;
- (iv) as relações de cintos de dobramento para outras unidades tectônicas principais;
- (v) as microestruturas desenvolvidas em rochas dobradas.

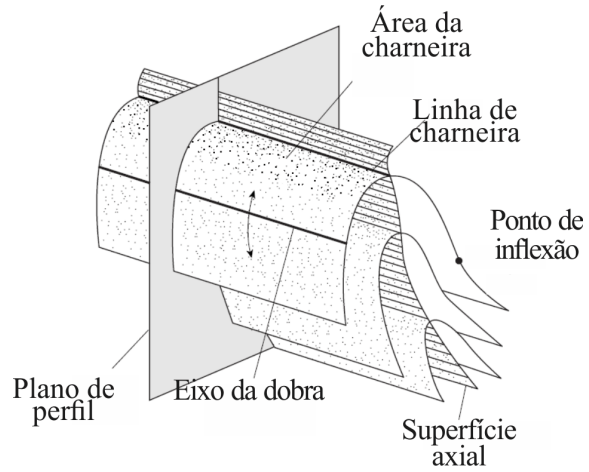
A descrição e classificação da geometria de dobras ensinadas na maioria dos livros textos é restrita à seção de perfil. Isso é provavelmente porque as dobras são consideradas cilíndricas (ou cilíndricas); isto é, estruturas cuja geometria de perfil não se altera ao longo da charneira da dobra. Entretanto Price & Cosgrove, (2005) indicam que é bastante comum perceber que determinadas rochas deformadas foram afetadas por mais de uma fase de deformação. Quando um episódio é sobreposto a outro, as geometrias das dobras resultante e o padrão de afloramento são frequentemente complexos.

De acordo com vários livros textos de geologia estrutural (SUPPE, 1985; MCCLAY, 1991; DAVIS & REYNOLDS, 1996; RAMSAY & HUBER, 1997; PRICE & COSGROVE, 2005); TWISS & MOORES, 2006; MCCLAY, 1991) a nomenclatura básica de dobras são:

- a) linha de charneira ou eixo da dobra é a linha de curvatura máxima na superfície dobrada. (figura 10);
- b) plano axial da dobra é o plano que contém as linhas de charneira dentro de uma dobra particular. Muitos planos axiais são curvos (por exemplo, Figura 12). McClay (1991) recomenda o termo superfície. (Figura 12); comprimento de onda da dobra é a distância entre as linhas de charneiras adjacentes ou pontos de inflexão;
- c) dobra cilíndrica se esta tiver a mesma forma vista de perfil em todos os pontos ao longo do eixo de dobra (14a). Uma dobra não cilíndrica tem uma forma de perfil variável ao longo do eixo de dobra (ver figura 14b, c);
- d) superfície de envelopamento (*enveloping surface*) são superfícies planas que tangenciam às charneiras das dobras (ou através dos pontos de inflexão) (figura 13).

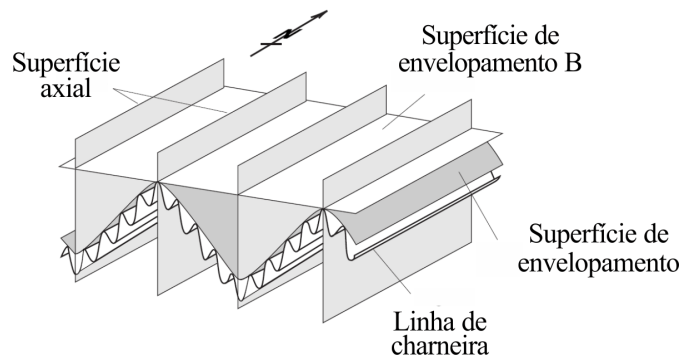
- e) dobra simétrica se os flancos de cada lado do plano axial tiverem o mesmo comprimento. Caso contrário, a dobra é assimétrica. (figura 17);

Figura 12 – Terminologia de uma dobra



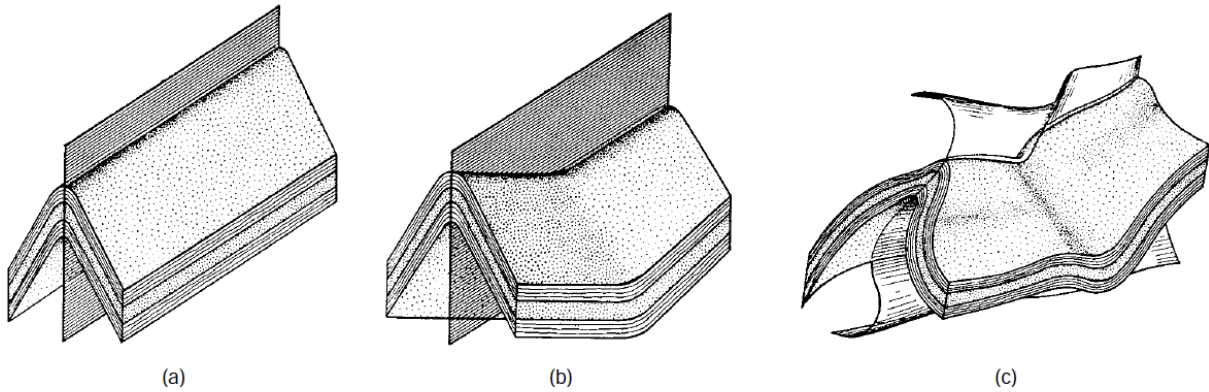
Fonte: Pluijim (2003).

Figura 13 - Superfície de envelopamento



Fonte: Pluijim (2003).

Figura 14 - Uma dobra cilíndrica (a) é caracterizada por uma linha de charneira reta e uma dobra não cilíndrica (b) por uma linha de charneira curva. A superfície axial pode ser plana, como em (a) e (b), ou curva (c).



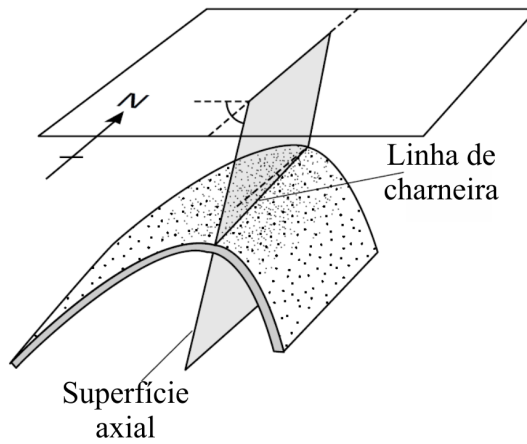
Fonte: Pluijijm (2003).

De acordo com McClay (1991) e Pluijijm (2003) as dobras são classificadas por:

- a) atitude de suas linhas de charneira (*hinge lines*);
- b) atitude de suas superfícies axiais;
- c) seus ângulos de inclinação;
- d) sua simetria, por exemplo, relações de comprimento dos flancos da dobra;
- e) formas das camadas dobradas;
- f) grau de cilíndricidade.

A orientação de uma dobra é completamente definida pelas atitudes da linha de charneira (isto é, do eixo de dobra) e da superfície da charneira (isto é, plano axial). Ambos são necessários para descrever a atitude da dobra (figura 15).

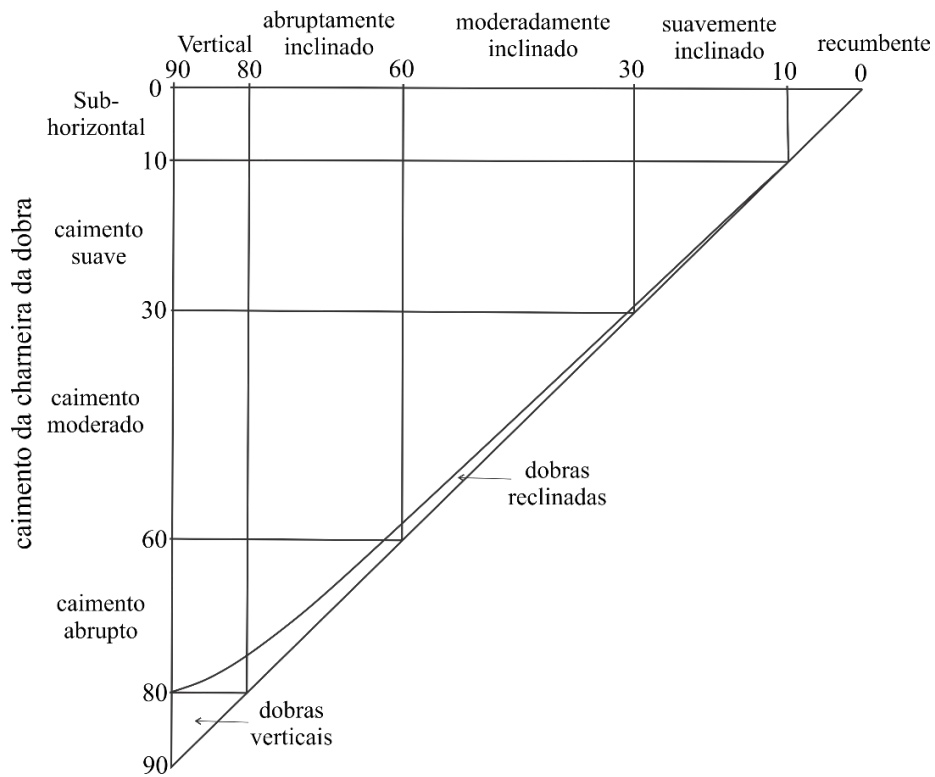
Figura 15 – orientação de uma dobra. A superfície axial é um plano cuja orientação é dada pelo mergulho (ou direção do mergulho), enquanto a charneira é uma linha cuja orientação é dada pelo caimento (plunge) e o sentido do caimento (*trend*).



Fonte: Pluijijm (2003).

O conjunto mais completo de nomes descritivos foi proposto por Fleuty (1964) conforme mostrado na figura 16.

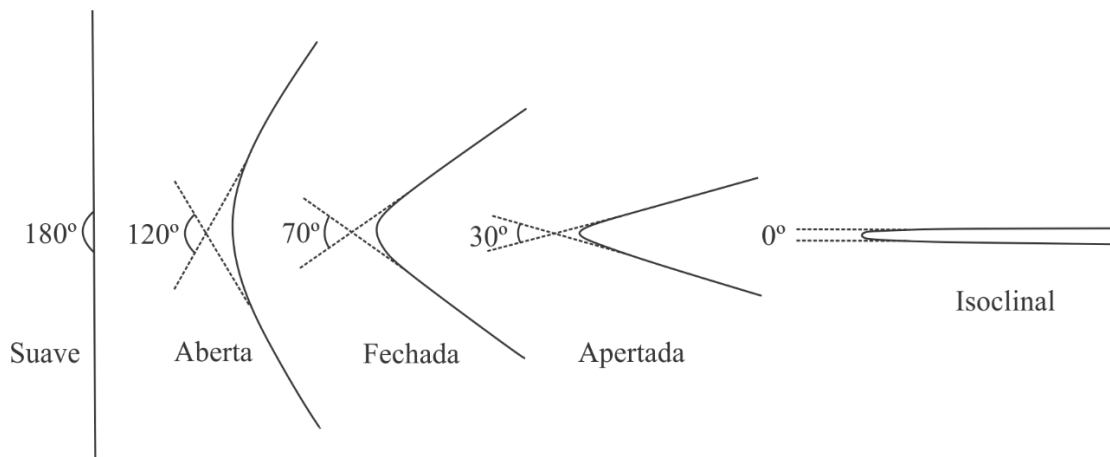
Figura 16 - Classificação de dobras com base no mergulho da superfície axial e caimento da charneira da dobra



Fonte: Fleuty (1964)

Uma característica importante de uma dobra é o grau de fechamento. Isso é definido pela determinação do ângulo de abertura entre os flancos: ângulo medido entre os pontos de inflexão. Fleuty (1964) propôs um intervalo adequado de nomes baseado no ângulo interflancos conforme ilustrado na figura 17.

Figura 17 - Classificação das dobras de acordo com seus ângulos interflancos.



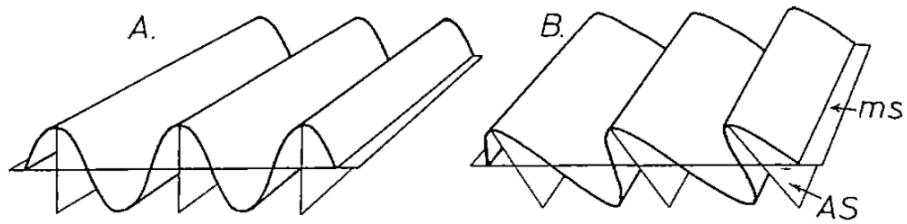
Fonte: Fleuty (1964).

De acordo com Davis & Reynolds (1996) a superfície mediana de uma dobra e a superfície axial são perpendiculares se a superfície axial divide o domínio da dobra em duas ondas simétricas, então a dobra é denominada simétrica (figura 18A). Se qualquer uma dessas condições não for verdadeira, a dobra é assimétrica (figura 18B).

As relações da simetria das dobras parasitas em dobras maiores são muito sistemáticas: os flancos da estrutura de maior comprimento de onda mostram dobras parasitas assimétricas, enquanto a zona de charneira mostra dobras parasíticas simétricas (SUPPE, 1985). Essa assimetria, de acordo com Fleuty (1964) e McClay (1991) é usada por muitos geólogos para indicar a direção do movimento de rotação que ocorreu durante a deformação. Quando usado neste sentido, o termo vergência é mais adequado. Bell (1981) fez uma avaliação do termo vergência e a descreve como uma direção relativa à assimetria de dobra. Este autor aponta que a relação entre vergências é extremamente útil em terrenos deformados complexos e que seu principal uso em dobras menores é localizar as principais superfícies axiais das dobras. Geometricamente, vergência é a direção oposta ao mergulho do plano axial (FLEUTY, 1964). McClay (1991) se refere a este termo como indicativo do transporte tectônico.



Figura 18 - Superfície axial (AS) e superfície mediana (ms)



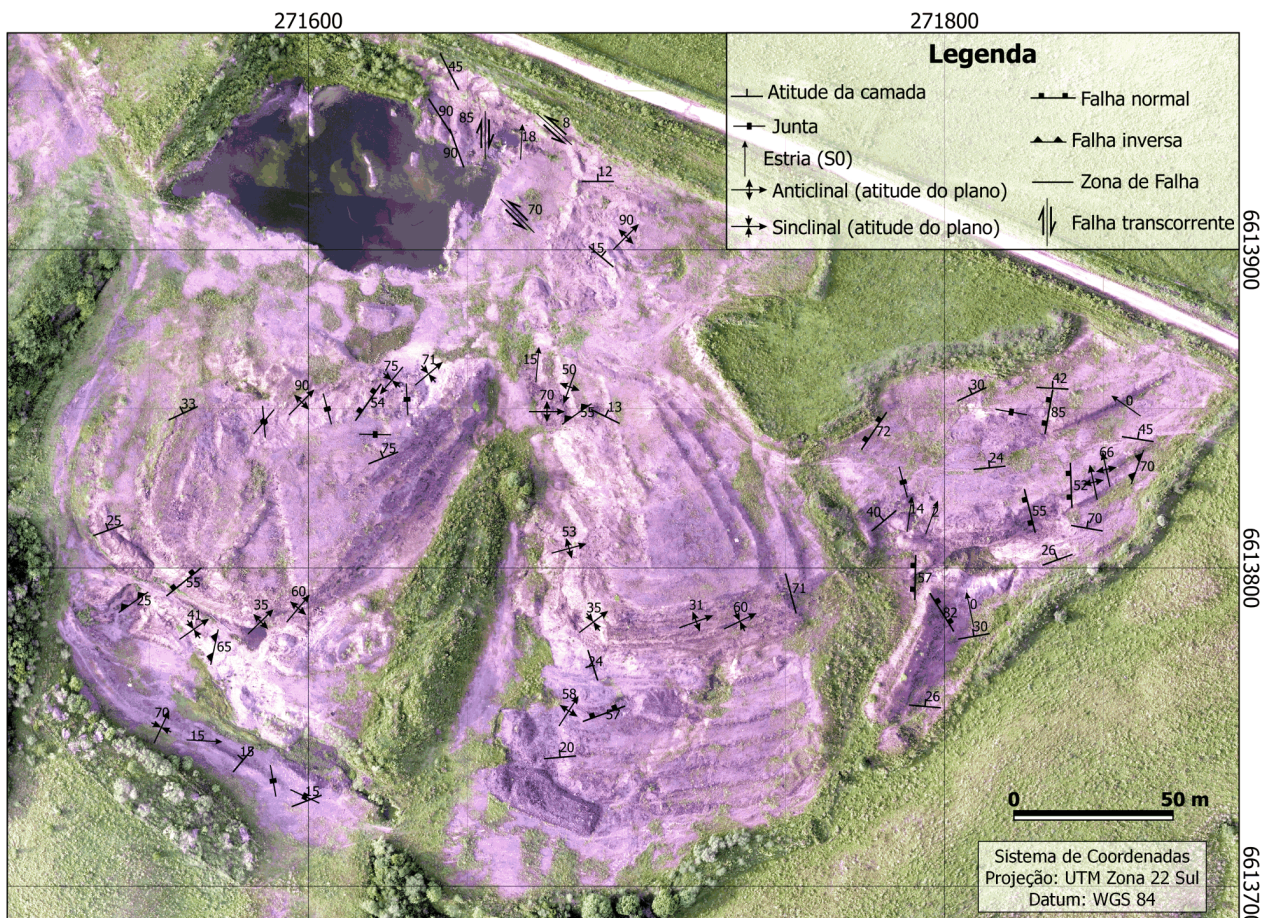
Fonte: Ramsay & Huber (1997).

Outra estrutura de dobramento muito importante na análise de dobras, disseminada nos livros de geologia estrutural, é o dobramento relacionado a falha. De acordo com Suppe (1985) a geometria e a orientação de uma falha, acompanhadas pelo deslocamento ao longo de sua superfície, podem exercer um forte controle sobre a geometria, a orientação e a forma do dobramento interno do teto ou dos blocos relacionados. Este, consiste em um dos processos de deformação mais importante na geologia estrutural em todas as escalas e ocorre em diversos ambiente tectônicos (BRANDES & TANNER, 2014). O estudo dessas relações fornece subsídio para uma melhor compreensão sobre as características dos campos de esforços responsáveis pela origem destas estruturas (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

## 6 RESULTADOS

Durante as etapas de campo foram obtidos 33 atitudes de falhas, 36 atitudes de dobras, 97 atitudes de juntas, 54 atitudes de acamamento e 13 atitudes de estrias (*slikensides*). As principais estruturas e orientações encontram-se sintetizadas no mapa mostrado na figura 19.

Figura 19 - Mapa estrutural da Pedreira Belagres.



Fonte: Imagem da pedreira fornecida por Felipe Guadagnin. Os dados estruturais são do autor.

## 6.1 Falhas

A área de estudo é dominada por falhas normais (figura 21a, b) que geralmente mergulham para noroeste com planos retos e mergulho variando entre  $50^\circ$  a  $85^\circ$  e possuem a mesma orientação NNE que as falhas regionais adjacentes (ver seção 4.1.1).

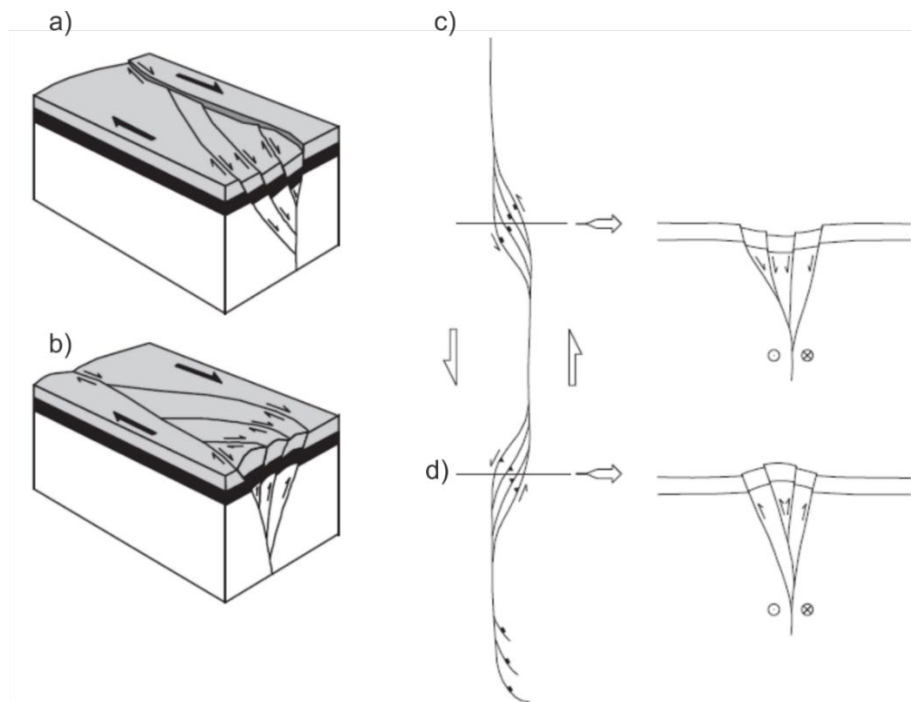
Gradualmente cortam as camadas estratigráficas que mergulham em média para o norte. Muitas das falhas normais se bifurcam para baixo em numerosos movimentos, e o deslocamento total ao longo deles se distribui entre esses movimentos. A segunda maior ocorrência são as falhas inversas (figura 22). Estas frequentemente possuem planos retos e mergulham, também, para noroeste, variando entre  $45^\circ$  e  $70^\circ$ . Apresentam o lado superior (teto) deslocado relativamente para cima, sentido sudeste. Ambas falhas geralmente estão próximas de dobras, com planos dispostos de forma subparalelo a charneira da dobra.

A menor ocorrência registrada são das falhas transcorrentes. Estas só foram identificadas em uma parte da pedreira através de estrias no plano de falha. No entanto, sua importância é elevada devido ao seu grau de exposição conforme ilustrado na figura 23 e a magnitude da deformação associada.

Assim como as falhas normais e inversas, as falhas transcorrente se moveram ao longo de uma linha noroeste-sudeste com planos de deslizamento subverticais, dispostos de forma perpendicular aos planos axiais predominantes.

O movimento relativo entre os blocos adjacentes, forma diversos falhamentos que se ramificam da base para o topo, alternando a espessura das camadas que se encontram entre as falhas ramificadas (figura 23). Essas estruturas associadas a falhas transcorrentes são conhecidas na literatura como estrutura em flor (SUPPE, 1985) ou duplexes (DAVIS & REYNOLDS, 1996) em falha transcorrente (figura 20). Camadas de rochas em afloramentos próximos (dezenas de metros) e na mesma direção destas falhas encontram-se intensamente desordenadas e com estrias sub-horizontais.

Figura 20 – Estruturas em flor ou Duplexes de falhas transcorrentes podem se formar nas curvas ao longo da falha principal transcorrente. a) duplex extensivo visto em planta e c) visto de perfil; b) duplex compressivo visto em planta; d) visto de perfil.



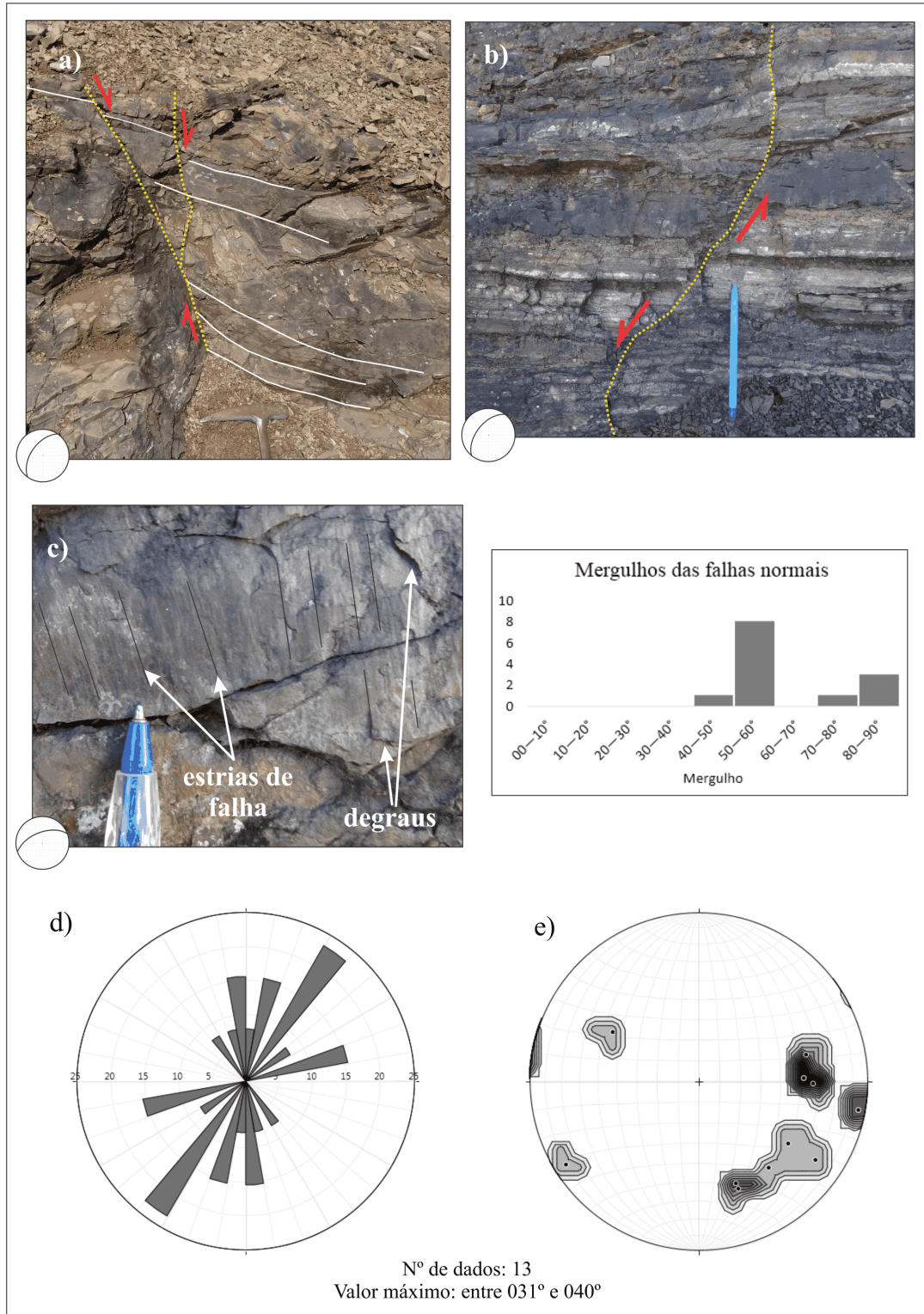
Fonte: Davis & Reynolds (1996)

Também foram identificadas falhas sem a indicação da direção de deslizamento (figura 24a e b), geralmente identificadas por zonas de brecha intensamente alterada, ou de forma menos frequente, por descontinuidades litológica e estrutural. Geralmente seus planos ou zonas de brechas possuem direção para NW-SE e com menor frequência para NE-SW. Estas duas orientações proeminentes possuem grande importância devido a sua ordenação geométrica em relação as dobras. A primeira está disposta de forma quase ortogonal aos eixos das dobras e a segunda de forma paralela. Esta última, por vezes, corta as camadas dobradas, evidenciando seu caráter pós dobramentos (figura 24b).

Figura 21 – Falhas normais; a) com dobra de arrasto associada (na base); b) evidenciada por descontinuidade litológica. c) Estrias de falhas subverticais indicando deslizamento normal através do plano de falha. d) Diagrama



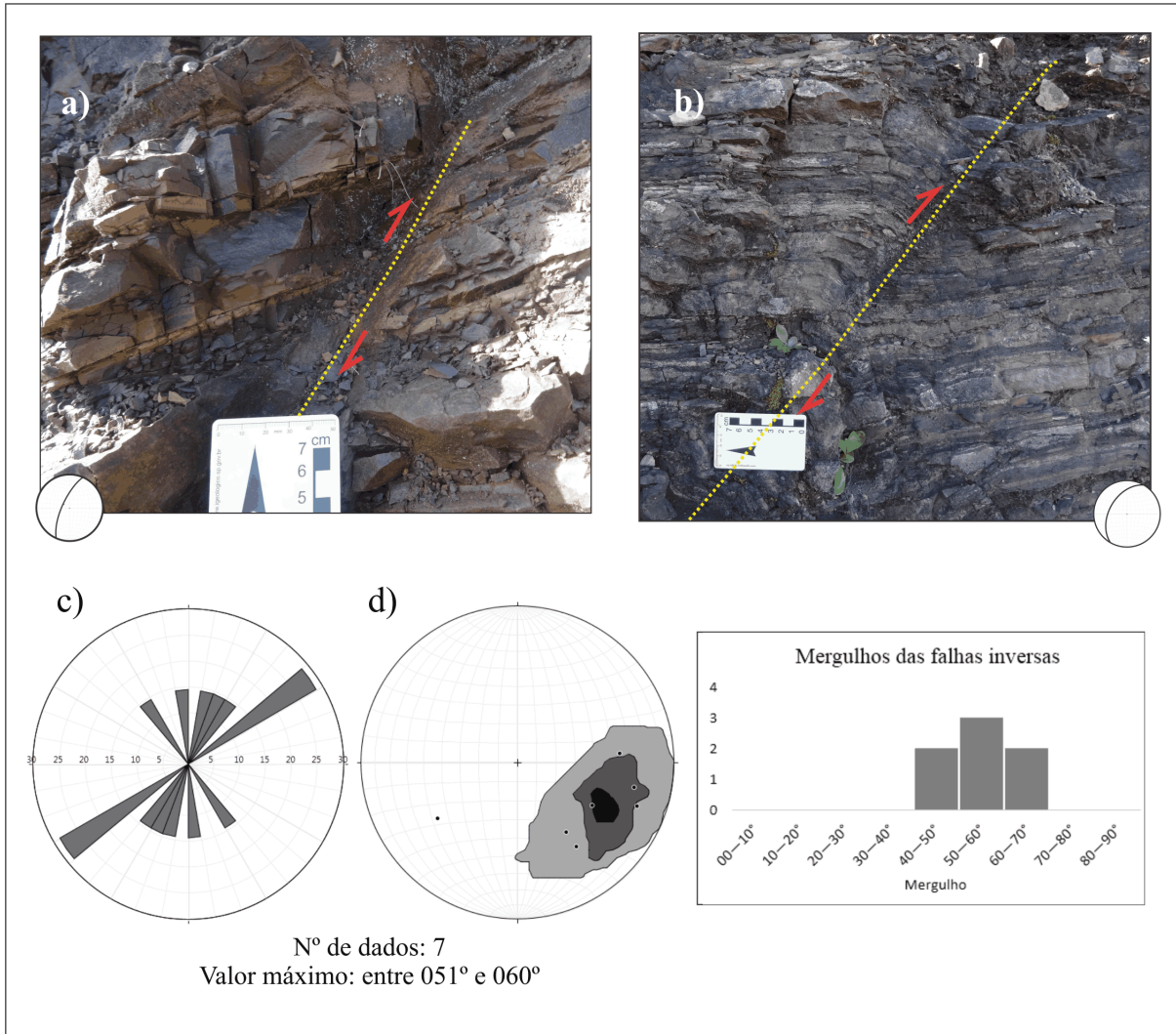
de rosácea representando todas as falhas normais encontradas (15 falhas). e) diagrama de contorno de atitude dos planos de falhas normais.



Fonte: autor

Figura 22 - a) Falha inversa de alto ângulo com curto rejeito; b) Falhas inversas evidenciadas por descontinuidade litológica; c) diagrama de rosácea representando 7 falhas inversas; d) diagrama de contorno indicando mergulhos

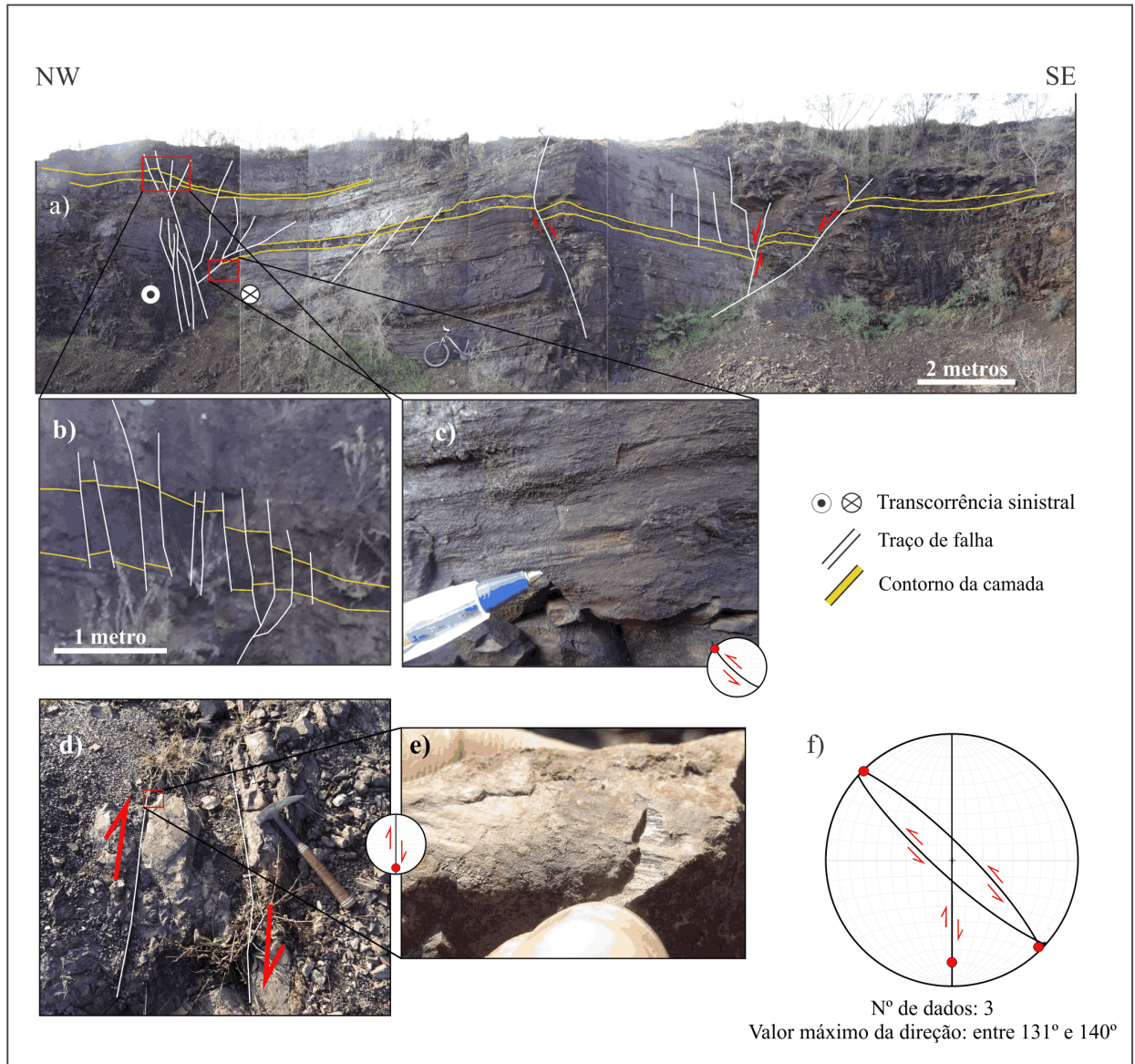
moderados a altos das falhas inversas. No canto inferior das figuras estão representados os respectivos estereogramas de cada plano de falha.



Fonte: autor



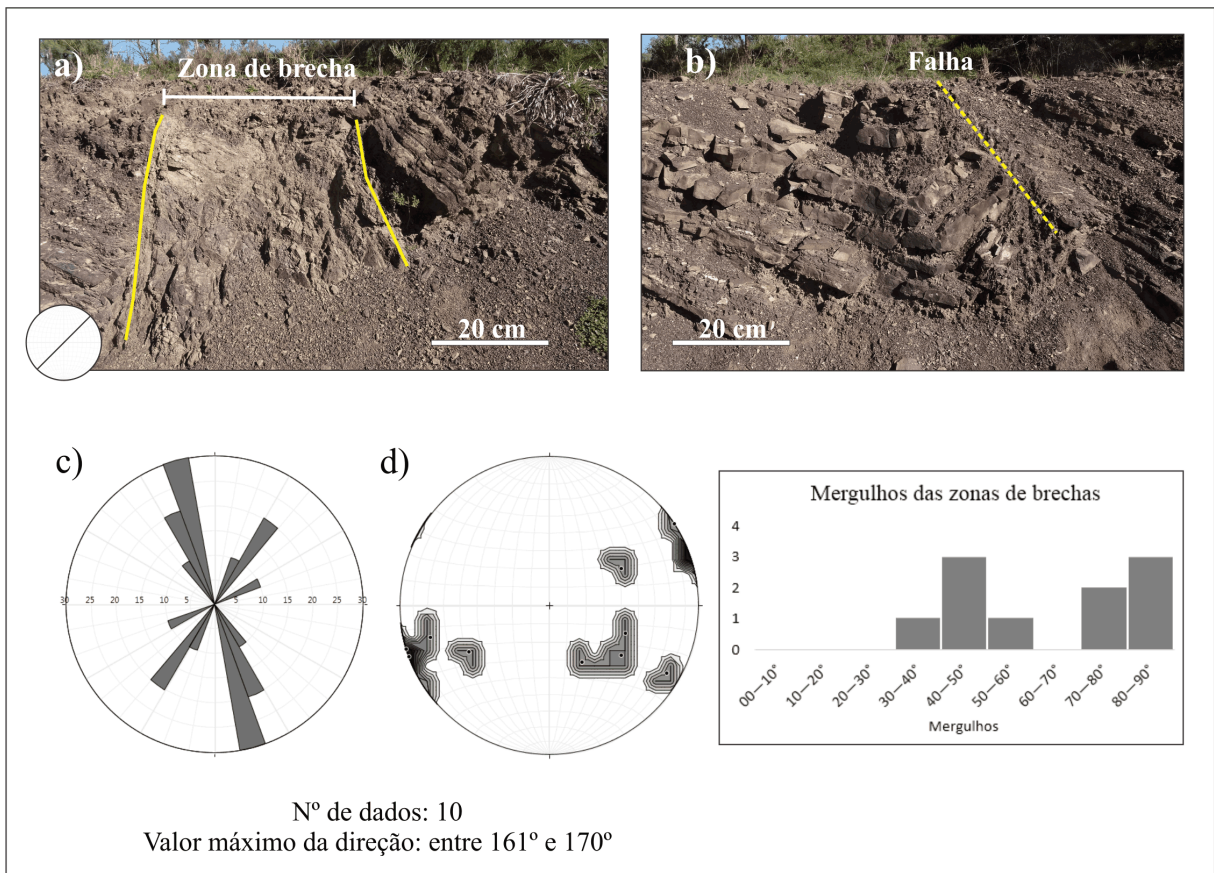
Figura 23 - a) Esboço esquemático indicando as principais estruturas falhadas. b) Série de falhas estreitamente espaçadas segmentando uma camada escura de siltito em várias partes. Notar o afinamento na espessura da camada ao passar por essas falhas; c) Estria de falha sub-horizontal indicando transcorrência entre os blocos adjacentes; d) falha transcorrente; e) detalhe das estrias o superfície falhada; f) Projeção estereográfica da atitude de 3 falhas transcorrentes com a representação dos sentido das transcorrências).



Fonte: autor



Figura 24 – a) Zona de brecha. b) Falha. c) Diagrama de rosácea representando falhas que não foram identificadas a direção de deslizamento, geralmente representada por zona de brecha. d) Diagrama de contornos indicando a variação dos mergulhos das falhas.



Fonte: autor

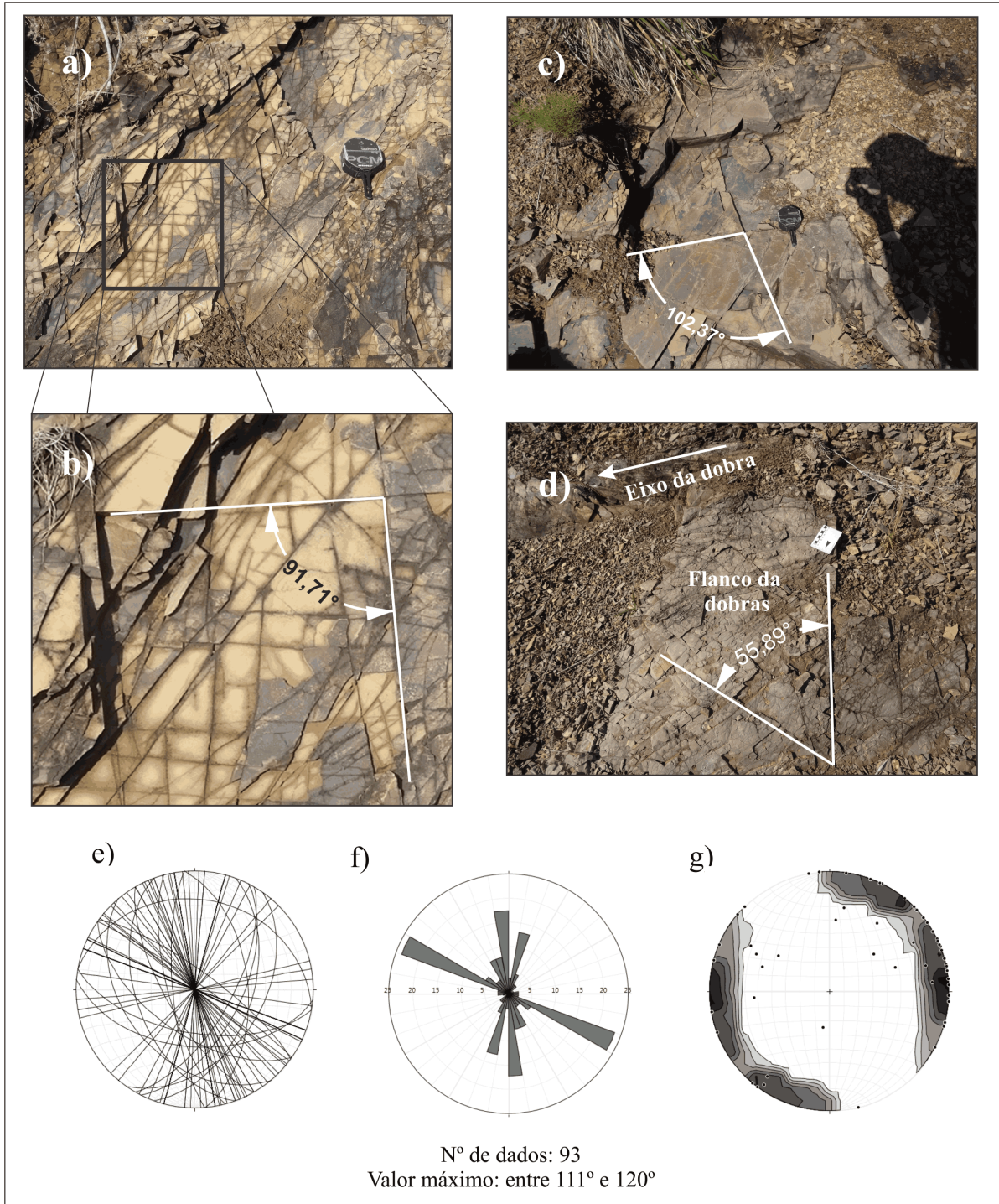
## 6.2 Juntas

Com base na orientação, três proeminentes conjuntos de juntas foram identificados na região. Este sistema é composto por dois conjuntos de juntas conjugadas transversais com inclinação subvertical e sem preenchimento por algum mineral, com orientações para N70W e N10W respectivamente, e um outro conjunto de juntas transversais preenchidas por carbonatos e orientadas N30W de forma perpendicular a tendência das dobras. A projeção deste conjunto bissecta o menor ângulo do sistema de juntas conjugado acima mencionado e disposto geometricamente paralelo às falhas transcorrentes, em uma direção semelhante às falhas responsáveis pelas zonas de brecha.

Apesar dos dados nos diagramas de rosáceas mostrarem uma orientação preferencial, foram encontradas várias outras direções com menor expressão. Na região também ocorrem sistemas de juntas ortogonais, porém, pouco desenvolvidas quanto ao conjunto de juntas transversais e o sistema conjugado (figura 25).

Os veios que preenchem as juntas são composto de minerais carbonáticos. Geralmente são euédricos de tamanho milimétrico, com faces bem desenvolvidas, sugerindo serem posteriores à deformação (figura 26). Não foram encontradas juntas preenchidas cortadas por outros conjuntos de juntas. Por sua vez, encontram-se juntas não sistemáticas cortando tais veios.

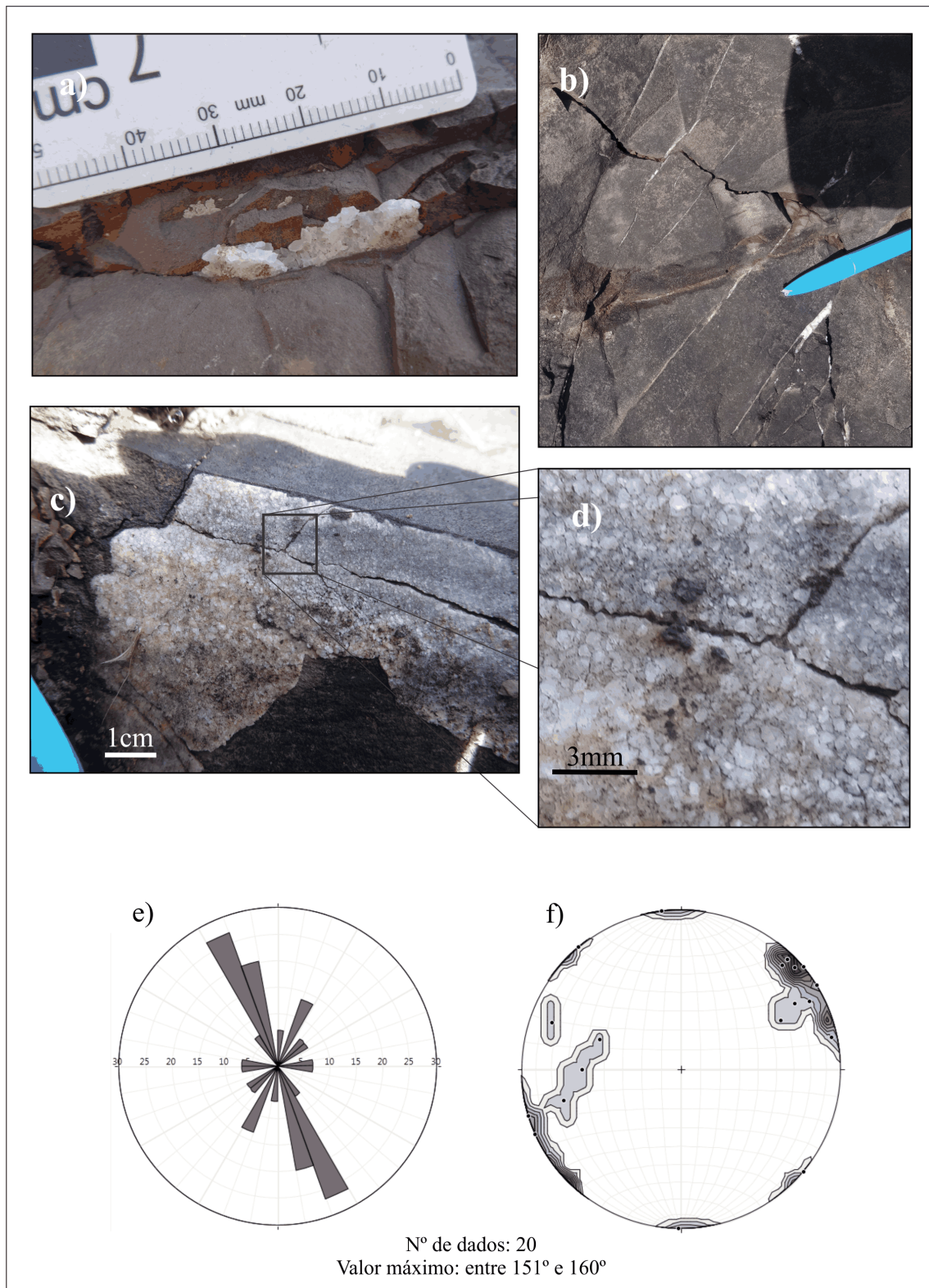
Figura 25- a) Juntas sem preenchimento com arranjo ortogonal, b) detalhe do arranjo ortogonal, c) arranjo aproximadamente ortogonal conjugado e d) Arranjo conjugado no flanco de uma anticlinal. e) Projeção estereográfica da atitude das juntas sem preenchimentos. E) Diagrama de rosácea representando 93 planos de juntas sem preenchimento. F) Diagrama de contorno das juntas indicando o predomínio de mergulhos subverticais a verticais.



Fonte: autor



Figura 26 - a) junta preenchida por carbonatos euédricos; b) conjunto de finos veios com pouca extensão longitudinal; c) plano de junta preenchida por carbonatos euédricos; d) detalhe dos cristais euédricos; e) diagrama de rosácea representando 15 juntas revestidas por carbonatos; f) Diagrama de contorno de atitudes de juntas.



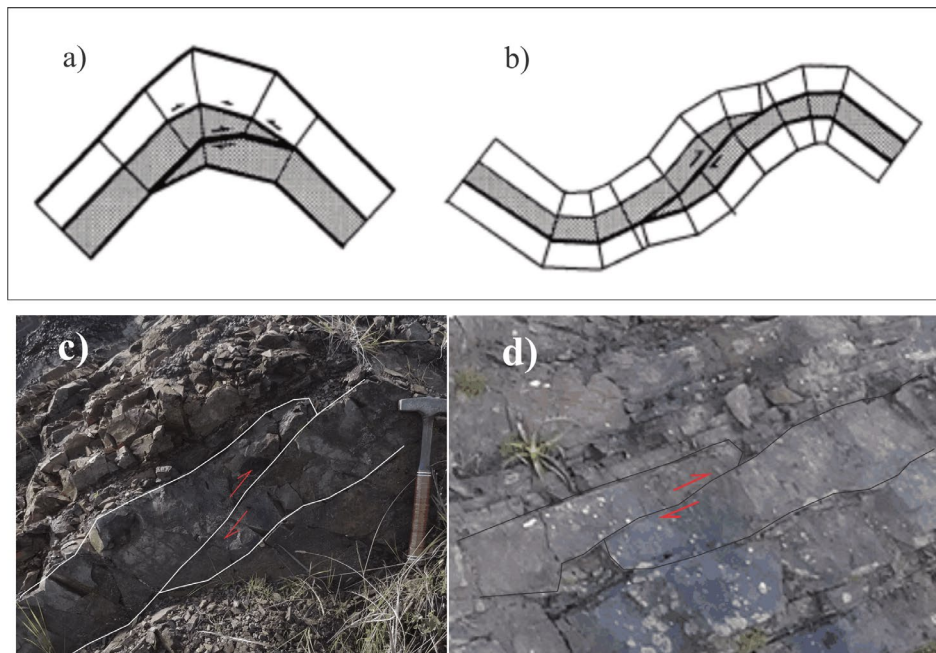
Fonte: autor

### 6.3 Dobras

Na pedreira Belagres ocorrem dobras fechadas, cilíndricas e assimétricas com vergência destral predominantemente para sudeste, e flancos geralmente retos com charneiras pontiagudas (*sharp*) do tipo Chevron, à exceção de um afloramento em perfil que será discutido adiante, mas que compartilha as mesmas atitudes e são moderadamente inclinadas, com caimento suave excepcionalmente orientados para nordeste.

As dobras do tipo *Chevron* sempre ocorrem onde seus estratos possuem um padrão rítmico regular de espessuras centimétricas a decimétrica. Apresentam-se com espessamento e/ou colapso na zona de charneira, bem como deslocamento do núcleo da dobra e formação de mais de uma superfície axial. Outra estrutura associada bastante comum é a penetração de camadas entre as camadas adjacentes, referida por Mitra (2002) como estruturas de “*limb wedge thrust*” (figura 27).

Figura 27 – a) *Hinge wedge thrust*; b) *Limb wedge thrust*; c) Afloramento mostrando estrutura *hinge wedge thrust*; d) Afloramento mostrando estrutura *limb wedge thrust*



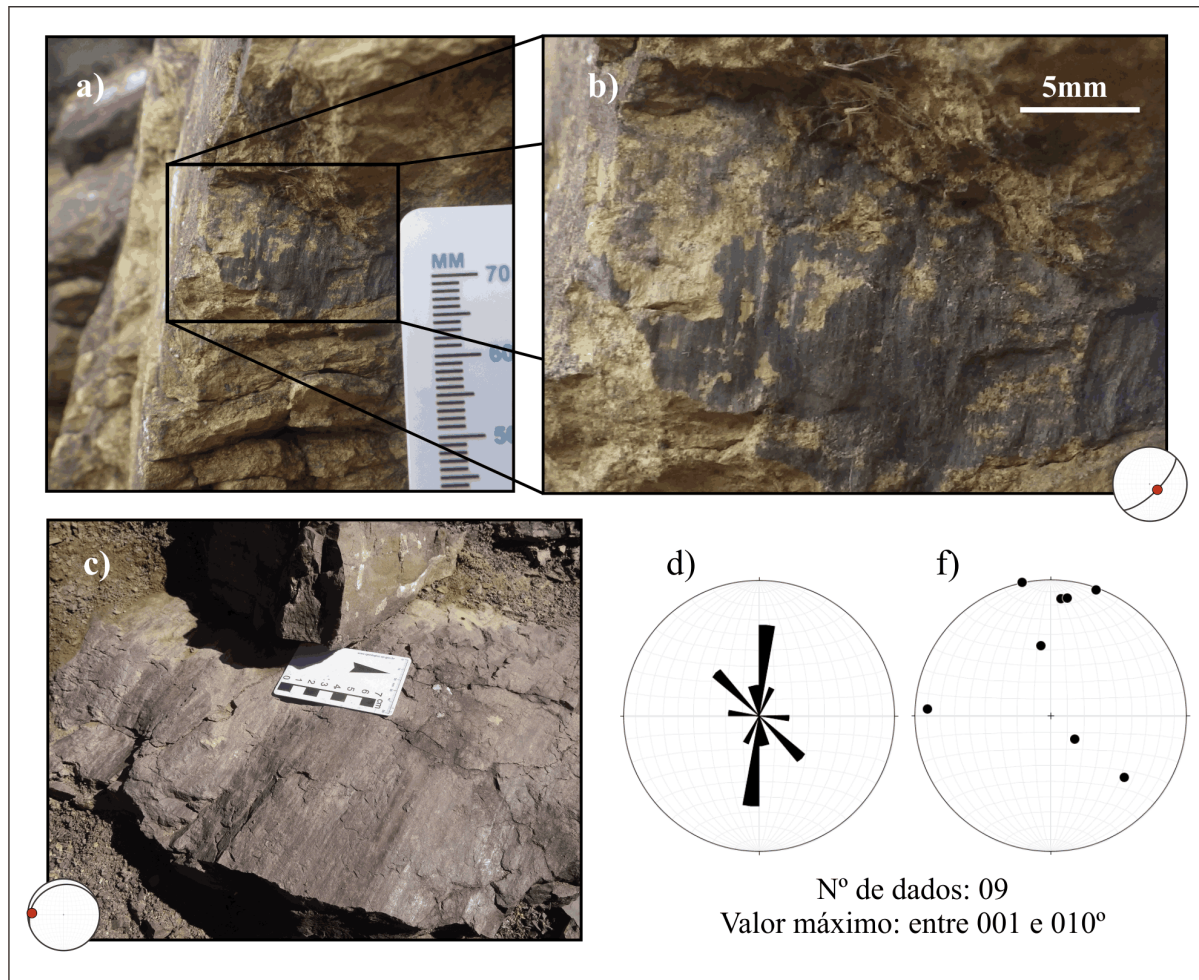
Fonte: figuras “a” e “b” retirado de Mitra (2002); c e d: autor

Na pedreira foram registradas 9 estrias paralelas ao acamamento, com direção preferencial para N-S e caimento sub-horizontal, conforme mostra a figura 28. Segundo Davis & Reynolds (1996) essas estruturas são formadas por deslizamento flexural, seja dentro de anticlinais ou sinclinais, e são sempre perpendiculares à linha de charneira da dobra que está



gerando esses movimentos. A natureza sub-horizontal dessas estrias leva a crer que tratam-se de dobras abertas regionais.

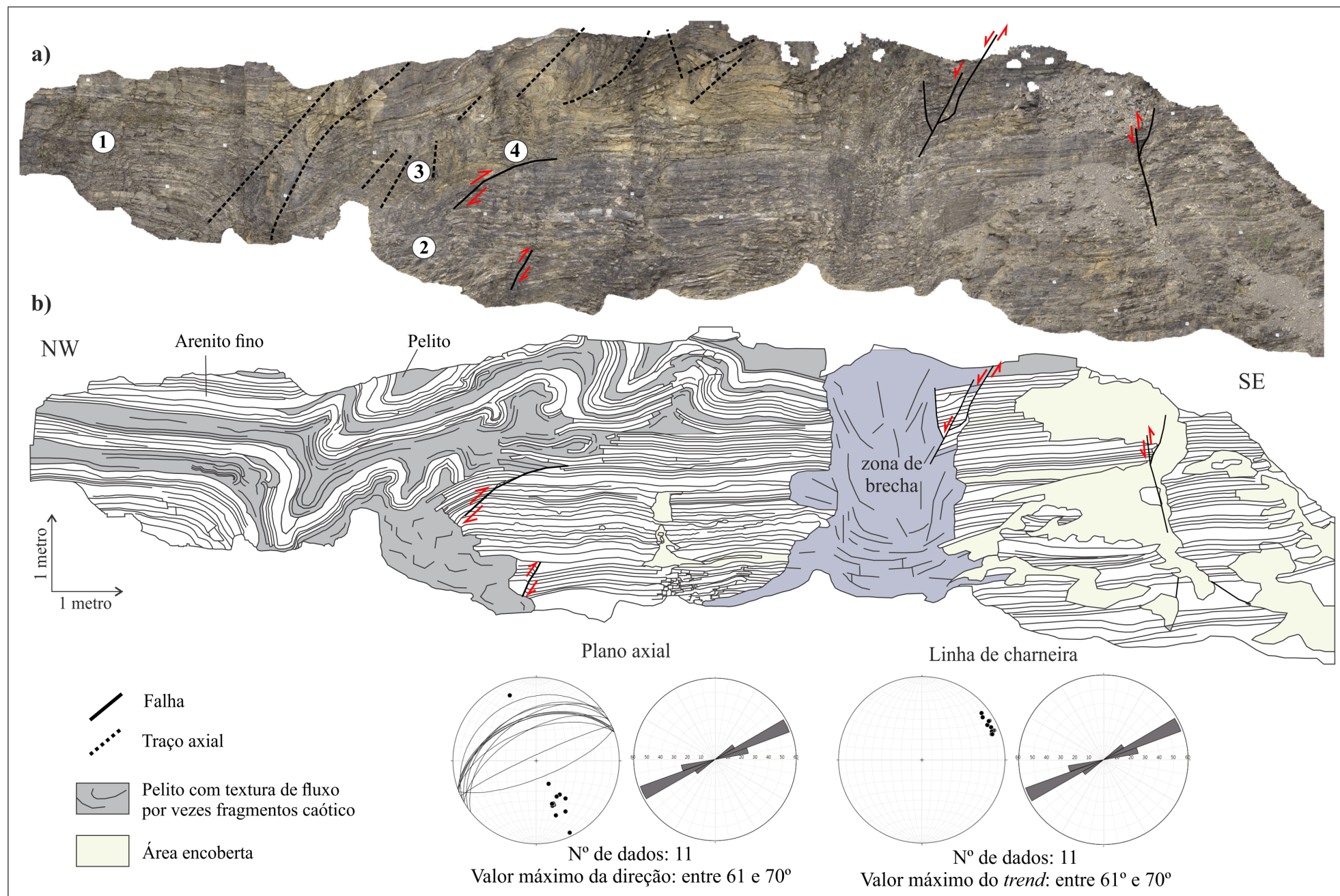
Figura 28: a) estrias entre as camadas ( $S_0$ ) dobrada; b) detalhe da superfície estriada; c) estrias sub-horizontal na superfície de acamamento; d) orientação preferencial de todas as estrias encontradas na superfície de acamamento; e) projeção estereográfica das estrias mostrando predomínio de caimentos sub-horizontais.



Fonte: autor

O afloramento em perfil mostrado na figura 29 é formado por intercalações rítmicas de arenito fino e pelito com distintas espessuras. No lado noroeste do afloramento (figura 29a1), aonde os estratos não foram dobrados, observam-se camadas relativamente espessas de pelito de cor mais escura e intensamente fragmentados em pequenos pedaços do tamanho de grânulo ou menor. Estes fragmentos são frequentemente laminados e razoavelmente orientados. O estado de alteração do afloramento não permitiu melhores observações a estas intercalações.

Figura 29 – a) Imagem ortorretificada mostrando as estruturas dobradas e falhadas, b) croqui detalhado do afloramento.



Fonte: a) modificado de F. Guadagnin; b) autor

Em certas áreas dobradas neste afloramento, o pelito parece se comportar como um fluxo, preenchendo os espaços cuspidados e acompanhando, de forma caótica, o dobramento das camadas tabulares e competente de arenito fino. Na base do afloramento (figura 29a2) esse material assume a natureza de uma massa sólida, onde nada pode ser identificado macroscopicamente. A geometria sugere que as multicamadas dobraram-se como uma unidade inteira, acomodando a deformação por flambagem, através da combinação de deslizamento flexural, evidenciado pelas estrias na superfície de acamamento (figura 28b) e por fluxo paralelo das camadas ou cisalhamento dentro de unidades mecanicamente flexíveis intercaladas entre unidades rígidas. Cada camada imprimiu seu próprio comprimento de onda característico no sistema. Esses comprimentos de onda mais curtos (figura 29a3) foram desenvolvidos apenas onde a camada competente tinham espaço livre o suficiente para se submeter a uma deformação lateral no pelito menos competente. A deformação também foi acomodada por falhas inversas conforme mostrado na figura 29a4.

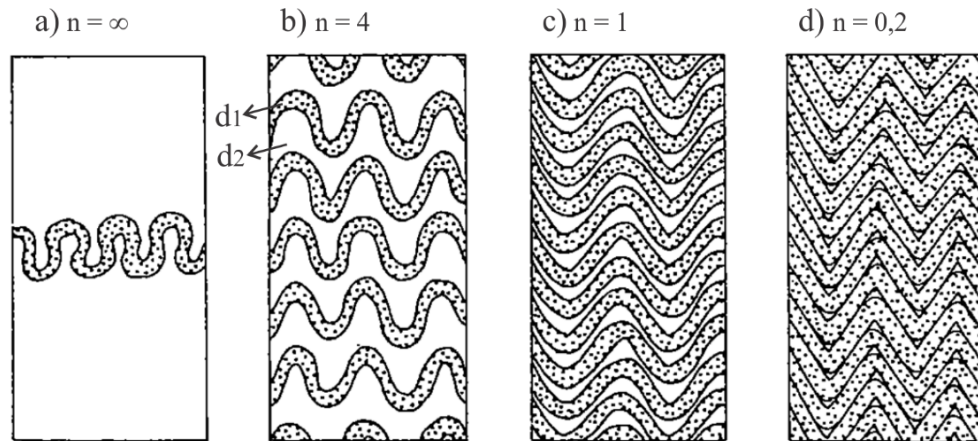
A plasticidade exibida nos dobramentos, devido aos deslocamentos laterais ou até mesmo verticais, em certos casos, também pode ser auxiliada pelo fato dos sedimentos conterem grande percentagem de fluídos, aprisionados durante a deposição (RIBEIRO, 1970).

Este afloramento encontra-se na porção mais inferior da estratigrafia contida na pedreira. As camadas ligeiramente acima deste afloramento, também encontram-se dobradas, no entanto, apresentam distinto estilo de dobramento, caracterizados por dobras cilíndricas com flancos fechados e retos semelhante à figura 30d. Tais dobras possuem a mesma tendência axial que os horizontes ligeiramente inferior. E também possui um padrão intercalado mais homogêneo entre o arenito fino e o pelito.

De acordo com Ramsay & Huber (1997) as mudanças na espessura de camadas competentes individuais dentro de uma sequência de multicamadas mais ou menos regular podem produzir modificações muito marcantes no estilo médio de dobra, especialmente em situações onde o contraste de competência é alto. Este autor salienta que em quaisquer dos materiais de contraste de competência particular, a proporção de material incompetente para competente afeta fortemente nas curvaturas das superfícies dobradas. Competência e incompetência são propriedades puramente relativas, implicando maior ou menor rigidez ou mobilidade, como pode ser observado a partir das formas assumidas pelas várias camadas em qualquer região dobrada (HILLS, 1972).



Figura 30 - Representação esquemática das mudanças na forma de dobramento em multicamadas dobradas resultante de uma mudança na proporção de espessura de camada competente  $d_1$  (pontilhada) para espessura de camada incompetente  $d_2$ . A proporção de camada incompetente para espessura de camada competente é dada por  $n = d_2 / d_1$ .

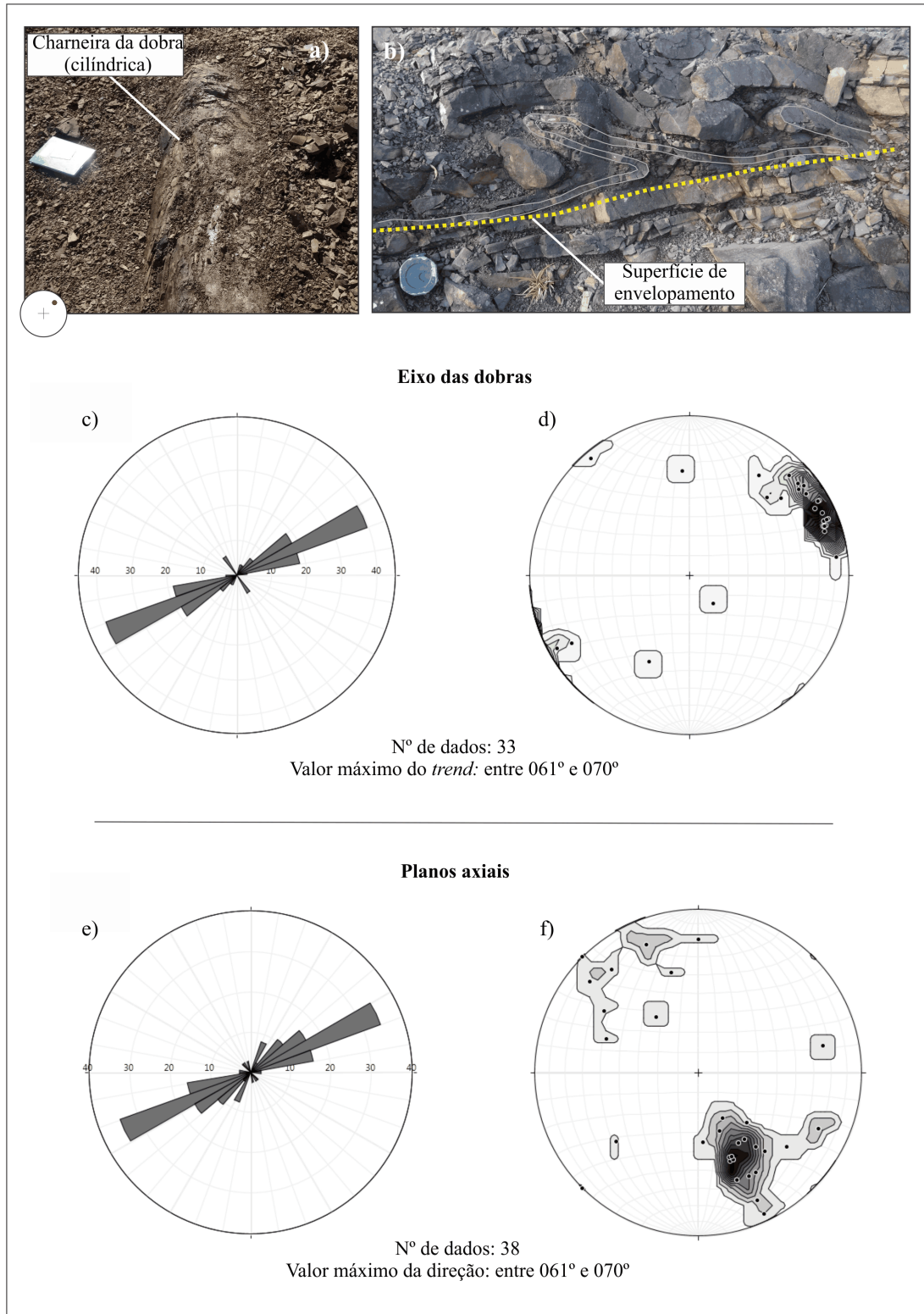


Fonte: Ramsay (1987)

A maior parte das superfícies dobradas no afloramento em questão possuem formas circulares e elípticas assimétricas, com vergência destal para sudeste e caimento suave estritamente orientado para nordeste.

Os azimutes de deslizamento mostrados pelas estrias, seja dentro de anticlinais ou sinclinais, é sempre perpendicular à linha de charneira da dobra que está gerando esses movimentos, causada pela influência do esforço tectônico direcionado subparalelo às camadas (DAVIS & REYNOLDS, 1996). Estes autores apontam que muitas vezes, na aparente ausência de qualquer plano de falha, as camadas mecanicamente rígidas dobram-se devido a flambagem, acomodadas pelo deslizamento entre as camadas. Intervalos de folhelhos e argilitos incompetentes aceleram esse dobramento flexural, pois são zonas onde o deslizamento ocorre com uma relativa facilidade. As atitudes preferenciais das dobras encontradas na Pedreira Belagres, encontram-se sintetizadas na figura 31.

Figura 31 - a) Charneira de dobra cilíndrica. b) Dobras menores com planos axiais recumbentes com demarcação da superfície de envelopamento. C) Diagrama de rosácea representando 33 linhas de charneiras. D) Diagrama de contorno indicando a predominância de caimento de baixo ângulo. E) Diagrama de rosácea representando 38 planos axiais. F) Diagrama de contorno dos planos axiais.

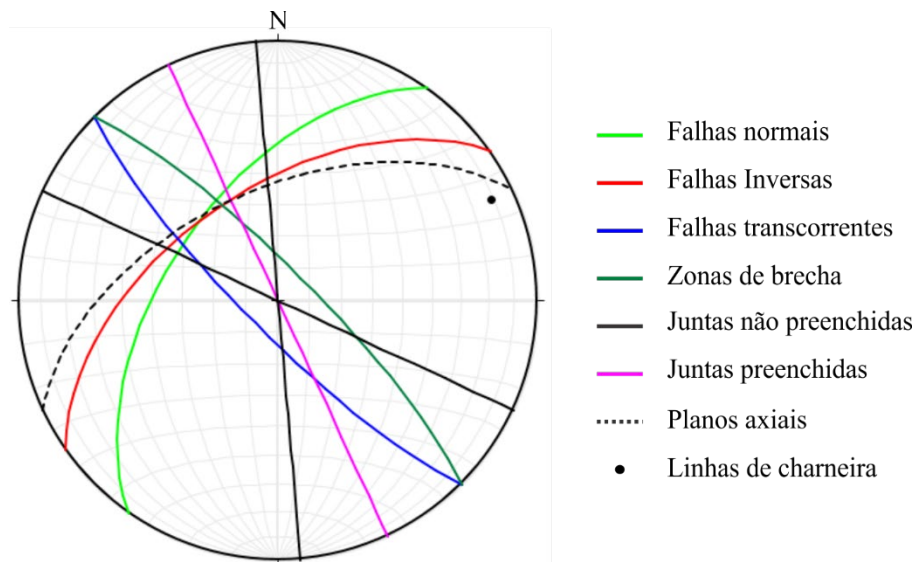


Fonte: autor

## 7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As estruturas das unidades de rochas contidas na área de estudo, fazem parte de uma unidade estrutural de maior amplitude, embora possuam características peculiares. As projeções das orientações preferenciais dos planos e linhas das principais estruturas tectônicas reconhecidas na pedreira Belagres estão sintetizados na figura 32. Verifica-se que estas estruturas geológicas são marcadas por um arranjo geométrico com tendências estruturais geograficamente associadas.

Figura 32 - Projeção estereográfica das orientações preferenciais apresentadas pelas diferentes estruturas tectônicas na área estudada.



Fonte: autor

As dobras são quase invariavelmente organizadas com o mesma tendência estrutural, apresentando um suave caimento com orientação preferencial para nordeste e vergência para sudeste. Os traços axiais, ou suas projeções, são interceptados pelas projeções dos planos de falhas transcorrentes em um ângulo quase agudo (variando até 20°). Tal configuração sugere uma associação genética entre falhas transcorrentes e dobras, visto que seus planos de cisalhamento em sua maioria estão orientado aproximadamente na direção de encurtamento máximo ao qual originou os dobramentos.

Uma ponderação aqui é dada às estruturas dobradas no afloramento mostrado na figura 29, por este ser motivo de controvérsia entre a comunidade geológica a respeito de sua gênese; sin ou pós deposicional. No entanto, a primeira hipótese não se sustenta diante das geometrias, estruturas e descrições mostradas a partir do 4º parágrafo da seção 6.3, a seu respeito. Como já mencionado, este dobramento sugere esforço paralelo às camadas. As geometrias mostradas por estas dobras foram fortemente influenciada pelas diferentes proporções entre material competente e incompetente, podendo estes ainda conter água em sua composição durante a fase de dobramento. Vale ressaltar que essas dobras estão rigorosamente orientadas para NE acompanhando a tendência axial principal das dobras de toda a pedreira.

Os planos de falhas normais e inversas exibem orientações preferenciais sistematicamente relacionadas à geometria das dobras. Dispostos em um arranjo subparalelo às linhas de charneiras, variando até 20° para as falhas normais e 10° para as inversas, ambos os planos mergulham predominantemente para noroeste, porém com sentido cinemático oposto. Nas falhas normais o sentido do movimento foi para NW e nas inversas este movimento foi no sentido SE, possuindo, este último, o mesmo sentido da vergência das dobras. Estas duas distintas orientações cinemáticas marcam dois estágios, referidos aqui como estágio cinemático I e II respectivamente. Podendo, algum destes estágios, ser produto de reativação ou simplesmente acomodação de blocos. No entanto, não se pode dizer ao certo quais movimentos vieram primeiro, é possível distingui-los em termos de evento deformacional, visto que as falhas normais exigem que a tensão máxima seja vertical, o que significa que as tensões horizontais são menores que as tensões verticais. Este requisito evita o desenvolvimento sin-gênico de falhas normais com falhas de transcorrência ou de cavalgamento, exceto quando as falhas normais são um efeito secundário devido à deformação local (MOODY & HILL, 1956)

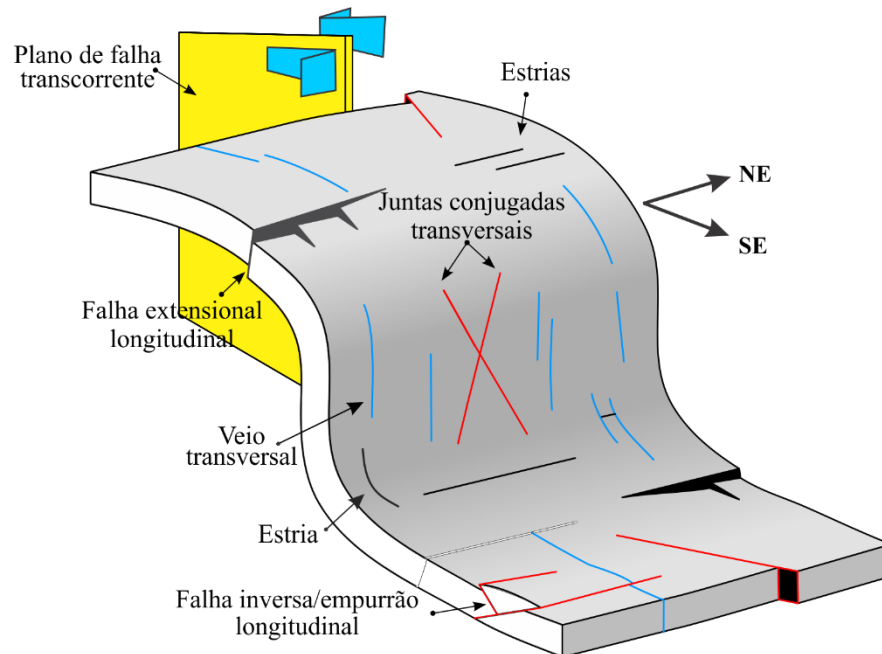
O movimento das falhas transcorrentes foi ao longo de uma linha NW-SE disposta de forma subparalela à direção de movimento das falhas normais e inversas. Esta geometria sugere uma relação próxima entre os estágios cinemáticos I e II e as falhas transcorrentes. As zonas de brechas, por sua vez, exibem duas orientações preferenciais: as que são quase normal aos eixos das dobras, com direção NW-SE e as que são subparalelas a estes eixos com direção NE-SW. Esta última é menos recorrente. A configuração geométrica formada pelas zonas de brecha, dobras e todos os tipos de falhamentos descritos acima (figura 32) sugere estar geneticamente relacionada.

Outra relação íntima com as estruturas dobradas está no arranjo geométrico do sistema de juntas formado pelos três conjuntos. As juntas preenchidas, com orientação N25W, são

claramente normais ao eixo das dobras, enquanto que os outros dois conjuntos não preenchidos por mineral formam um sistema de par conjugado ordenado de forma quase oblíqua aos eixos das dobras. Esse arranjo pode ser melhor entendido ao imaginar uma linha que bissecta o menor ângulo do par conjugado. Esta cruza o eixo da dobra quase que perpendicular e disposta de forma subparalela às falhas transcorrentes. As configurações geométricas acima referidas parecem estar geneticamente relacionadas com as dobras e são observações consistentes com as previsões de Lisle (2000). Este arranjo é difundido em livros didáticos de geologia estrutural, onde alguns autores sugerem uma origem contemporânea com o dobramento e as classificam, para estes tipos, como juntas transversais e conjugadas, respectivamente (HILLS, 1972), ou juntas-cruzadas (DAVIS & REYNOLDS, 1996).

A ocorrência simétrica e repetida das tendências estruturais acima mencionadas, sugere uma relação genética íntima com as principais falhas transcorrentes regionais. Um esboço das principais estruturas encontradas da pedreira é apresentado na figura 33, no entanto, vale ressaltar que cada estrutura encontra-se espalhadas em diferentes partes da pedreira, com exceção das juntas conjugadas transversais.

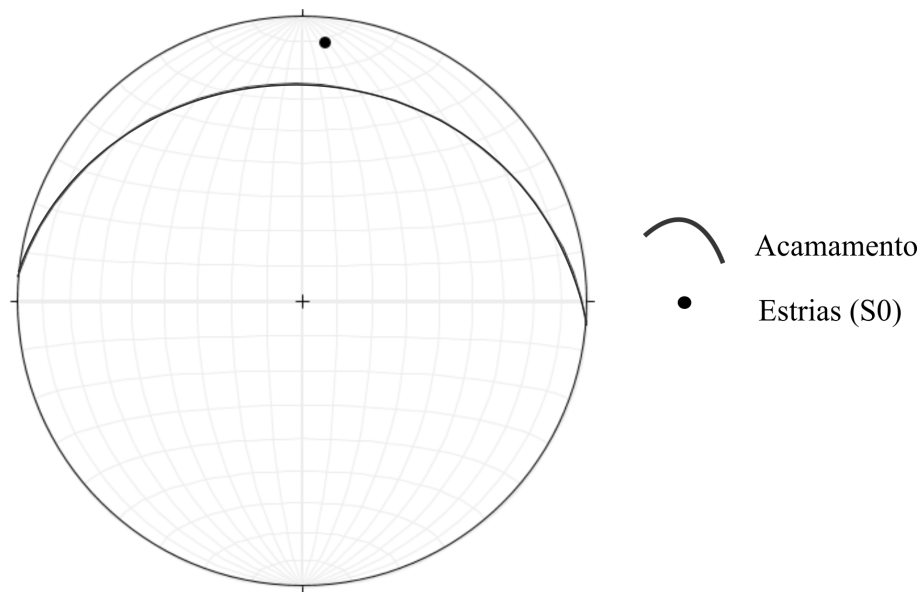
Figura 33 – Geometria das estruturas observadas na pedreira Belagres. As escalas não estão em proporção real.



Fonte: modificado de Tavani *et al.*, (2015).

Outas estrutura parecem não compartilhar similaridade com o arranjo geométrico descrito acima (figura 34). Estas foram agrupadas em outro estereograma, por ser entendida como parte, ao que tudo indica, de um outro estágio cinemático, porém com outra estruturação geométrica, referido aqui como estágio cinemático III. As evidências estão registradas nas modestas inclinações das camadas para o norte e nas estrias de deslizamentos encontradas nos planos de estratificação, com caimento geralmente paralelo ao mergulho das camadas. Supõe-se que estas estruturas podem estar associadas aos dobramentos abertos de grande envergadura relacionados a acomodação dos blocos crustais conforme referido por Ribeiro *et al.*, (1966) e Picada (1971). Visto que a direção cinemática, aproximadamente N-S indicada pelas referidas estrias correspondem com a cinemática dos blocos adjacentes as falhas regionais.

Figura 34- Projeção estereográfica da orientação preferencial do acamamento e das estrias.

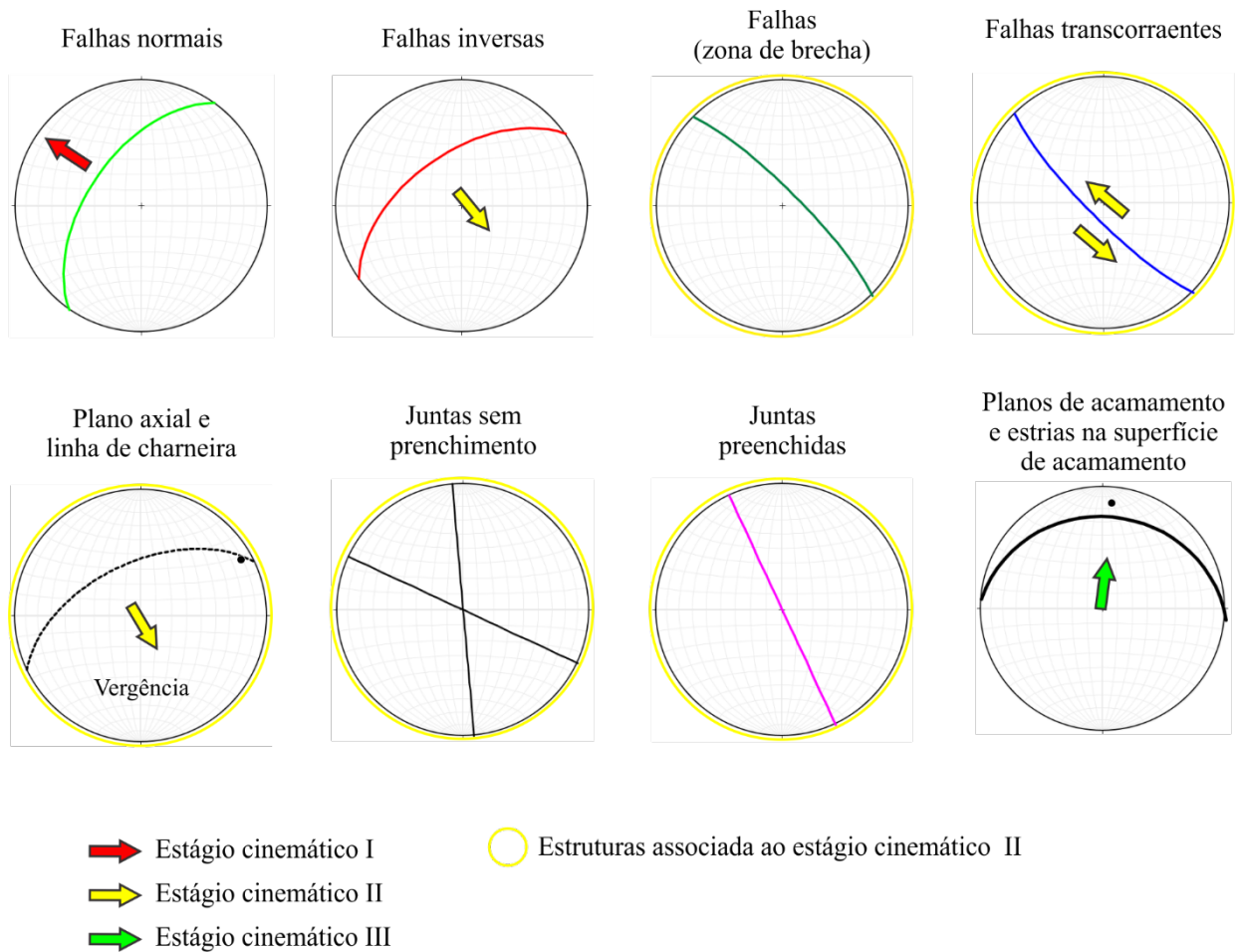


Fonte: autor

Os 3 estágios cinemáticos e as estruturas associadas estão amostrados na figura 35.



Figura 35 –Estágios cinemáticos e estruturas associadas.



Fonte: autor

## 7.1 Relações com o quadro estrutural regional

Grandes zonas de cisalhamento rúptil relacionadas a falhas de transcorrência dextral são características tectônicas proeminentes na região de Bom Jardim (ver seção 4.1.1). Parece improvável que estruturas deste tamanho possam se desenvolver sem a formação de estruturas de segunda ordem<sup>1</sup> ou de menor ordem relacionadas. O mapeamento estrutural realizado na área de estudo tem revelado padrões geométricos correlatos com estruturas maiores mapeadas por Ribeiro (1970); Ribeiro & Carraro (1971). Algumas relações geométricas entre estas

<sup>1</sup> A hierarquia aqui referida como “ordem” refere-se a direção do esforço compressivo primário, dos quais geram outros campos de tensão que são responsáveis por distintos arranjos de estruturas de ordem menor, mas que estão geneticamente relacionados, conforme Moody & Hill (1956).

estruturas regionais aqui referidas como de primeira ordem e as de ordem menor, na área de estudo, serão apresentadas a seguir.

Um breve exame no mapa estrutural mostrado na figura 3 observa-se que em certas faixas paralelas e adjacentes a grandes falhas há uma relação geométrica consistente entre diferentes estruturas geológicas. Verifica-se ainda que a pouco mais de dois quilômetros ao norte da área de estudo, no lado leste da Zona de Falha do Caboclo, há uma estrutura anticlinal-sinclinal fechada adjacente a esta zona de falha, com caimento para N45E. Este é claramente um arranjo estrutural resultante do deslocamento dextral entre os blocos ao longo desta zona de falha que segundo Ribeiro (1970) a distância de transporte teve um valor relativo de no mínimo 5 quilômetros. Estas dobras possuem a mesma tendência axial da área de estudo.

O maior arqueamento da região de Bom Jardim, conhecido na literatura como “Sinclinal do Angico” situa-se entre as zonas de falhas do Mato Grande e do Caboclo. Seu eixo também possui direções correspondentes com as dobras da pedreira Belagres: NE-SW. De acordo com Ribeiro (1970) esta estrutura foi produzida pelo transporte de um bloco inteiro por considerável distância produzindo cavalgamento à sul e a sudeste.

Um outro arranjo simétrico também é observado entre as falhas regionais de primeira ordem e as encontradas na Pedreira Belagres. A intersecção da projeção entre estes planos formam um “par conjugado” com ângulos aproximados de 60° e 120°. É evidente que a tectônica desta região, como apontado por Ribeiro *et al.*, (1966); Ribeiro (1970); Picada (1971) é fortemente controlada por estes falhamentos de primeira ordem. Assim sendo, as estruturas encontradas na pedreira Belagres formam um padrão geométrico geneticamente relacionado à tectônica imposta pelos movimentos laterais e verticais destes blocos crustais.

Outra possível origem dos movimentos que causaram os estágios cinemáticos I e II, de direção noroeste e sudeste respectivamente, podem estar relacionados a influência da intrusão do Granito Caçapava do Sul imposta às rochas circunvizinhas, como evidenciado por foliações metamórficas mais ou menos paralelas aos bordos do granito (RIBEIRO *et al.*, 1966). Segundo (NARDI & BITENCOURT, 1989) esta intrusão granítica constitui-se de um corpo diapírico. Na borda sudeste do Granito Caçapava, a foliação milonítica junto a da encaixante também estão dispostas com mergulho preferencial para SE (MACHADO, 2017). Esta orientação é paralela à direção de encurtamento responsável pelos dobramentos na área de estudo.

Em virtude da malha de fraturas ao qual a pedreira está inserida, não foi possível identificar com clareza as feições estruturais da intrusão granítica. Entretanto, é evidente a



cinemática de alguns blocos no sentido sudeste e limitados por falhas transcorrentes de mesma direção NW-SE. Na borda sudeste observa-se um arranjo radial em fraturas de extensão relativamente pequenas, com direção predominante NW-SE. Estas são interpretadas por Ribeiro (1970) como uma série de pequenas faixas de cisalhamento, com direção equivalente aos estágios cinemáticos I e II.

Infelizmente as informações geológicas de detalhe são extremamente limitadas, e em muitas áreas extensas para as quais não há informação estrutural disponível, não foi possível melhores observações. No entanto, os dados disponíveis foram suficientemente satisfatórios para sugerir que os elementos estruturais encontrados na área de estudo possuem forte relação genética com a tectônica rúptil regional.

## **7.2 Relações cronológicas das estruturas tectônicas da pedreira Belagres**

Na discussão da estratigrafia Ribeiro *et al.*, (1966) demonstram que alguns falhamentos do “Sistema Irapuá” são pelo menos tão antigos como a época da intrusão do Granito de Caçapava do Sul. No entanto, o ápice da atividade ao longo destas linhas tectônicas registrou-se, ao que parece, ao tempo da deposição da parte superior da Formação Cerro da Angélica (*sensu* Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.*, (1966) ), quando se iniciou a intensa atividade vulcânica de que resultaram as rochas ígneas e sedimentares ricas em detritos vulcânicos da Formação Hilário. (*sensu* Formação Crespos de Ribeiro (1970). Janikian *et al.*, (2003) também identificaram atividades vulcânicas concomitantes à deposição do início da Formação Picada das Graças, evidenciadas pela ocorrência de pequenos corpos intrusivos, principalmente soleiras de rochas básicas e andesíticas.

Com uma simples análise no mapa geológico mostrado na figura 3, o Grupo Santa Bárbara à leste do granito (figuras 3 e 5) aflora segundo uma estreita faixa de direção NNE que nitidamente reflete o controle estrutural por um grande falhamento ao longo de uma zona de falha pré-existente, conhecida como Zona de Falha da Angélica. De acordo com Ribeiro (1970) e Almeida (2001), esta reativação ocorreu na sua maior parte em época pós-Grupo Santa Bárbara, já que esta é amplamente seccionada e justaposta às rochas do Grupo Bom Jardim ao longo de uma linha de contato notavelmente retilínea. Sendo suas rochas mais jovens, concluiu-se que o bloco Santa Bárbara foi relativamente rebaixado por falhamento normal. Sobre estas unidades o Grupo Guaritas repousa discordantemente em posição horizontal ou sub-horizontal, (ROBERTSON, 1961); (RIBEIRO *et al.*, 1966).

As feições estruturais presentes na Formação Guaritas são relativamente simples. As estruturas tectônicas se resumem a falhamentos simples e suaves arqueamentos que podem ser atribuídos a simples reativações de falhamentos antigos nas zonas de falhas durante fases de lentos movimentos verticais, ou seja, puramente epirogênicos. (RIBEIRO *et al.*, 1966). O mesmo autor aponta que os falhamentos verificados nesta época limitaram-se a ligeiras reacomodações de blocos com falhas puramente tensionais e de gravidade nas formações. Em muitos exemplos demonstrados por Ribeiro (1970) os depósitos do Grupo Guaritas recobrem as grandes zonas de falha nordeste, incluindo a Zona de Falha da Angélica por grande extensão, sem mostrarem sinais de perturbação. Em outros tantos, a movimentação se deu por simples reacomodações de blocos (RIBEIRO *et al.*, 1966).

Como mencionado na seção 7.1 os falhamentos são as feições tectônicas predominantes na região de Bom Jardim, a partir deles derivam-se as principais estruturas tectônicas da pedreira Belagres. Sendo assim, as estruturas tectônicas encontradas na Pedreira Belagres tem idade mínima atribuída a deposição das unidades do Grupo Guaritas, visto que, essas camadas não mostram sinais significativos de perturbação por essas linhas tectônicas, sendo uma evidência de atenuação desses movimentos. O Grupo Guaritas possui uma idade mínima de deposição  $547 \pm 6,3$  Ma, datado pelo método U-Pb do Andesito Rodeio Velho (ALMEIDA, CHEMALE JR. e MACHADO, 2012).

Uma outra hipótese favorece a ideia de que estas estruturas tectônicas podem estar associadas à época do ápice da movimentação destas falhas que, segundo Ribeiro *et al.*, (1966), seria no tempo anterior à deposição da Formação Hilário (membro basal da Formação Crespos *sensu* RIBEIRO *et al.*, 1966) quando se iniciou a intensa atividade vulcânica representada por esta unidade. Na descrição do contexto Ribeiro *et al.*, (1966) apontam que as rochas desta formação, em grande parte, apresentam-se sub-horizontais a horizontais, sobrepostas a unidades intensamente perturbadas. A formação Hilário possui a idade limitada pela datação U-Pb em depósitos de lapilli tufo, de  $590,5 \pm 5,7$  Ma interpretados como representativo da extrusão da Formação Hilário (JANIKIAN *et al.*, 2008).

Conforme discutido na seção 7.1 suspeita-se de que as estruturas tectônicas da pedreira Belagres podem estar associadas à época de intrusão do Granito Caçapava do Sul, de idade 564-562 Ma, datado por U-Pb (GASTAL *et al* 2010).

Ainda, outras deformações de grande magnitude são identificadas na região de Bom Jardim, como por exemplo, a estrutura “Sinclinal do Angico” descrita na seção 7.1 também

pode ser vista analisando o mapa estrutural mostrado na figura 3, entre as zonas de falhas do Mato Grande e Caboclo. Este evento deformacional tem certamente idade pós-Grupo Bom Jardim, já que esta unidade se encontra fortemente deformada nesta estrutura.

A idade máxima para a formação das estruturas tectônicas é atribuída a idade de deposição da própria Formação Cerro da Angélica. Sua idade mínima de sedimentação, datada pelo método de U-Pb, é de  $600,5 \pm 2,4$  limitada por um dique que intrude o topo desta formação (JANIKIAN *et al.*, 2008).

## 8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na área de estudo foram identificados 3 estágios cinemáticos de idade ediacarana. Não foi possível compreender suas inter-relações temporais por falta de detalhamento ou ausência de elementos estruturais nos pontos de interesse que esclareçam essas relações. Sugere-se que estes são resultados de pelo menos dois eventos deformacionais. Esta interpretação é baseada fortemente na relação geométrica e cinemática das estruturas mapeadas.

O primeiro estágio cinemático (I) é representado pelas falhas normais, definidas por movimentos de alto ângulo a intermediário com sentido de transporte para NW, disposto paralelamente à tendência axial das dobras. O segundo estágio cinemático (II) é representado pelas falhas inversas e definido por movimentos de alto ângulo com sentido de transporte para SE, disposto do mesmo modo, paralelamente à tendência axial das dobras. Outra relação com as dobras foi observado nas falhas transcorrentes, dado que estes planos são normais à linha de charneira. Estas íntima relação relações acima aludidas é sintetizada na figura 33. Este regime de compressão foi interpretado como responsável pelos dobramentos na região estudada. O terceiro estágio cinemático (III) é representado pelas estrias na superfície de acamamento caracterizada por movimentos horizontais a sub-horizontais com caimento para NNE e interpretado como decorrente dos movimentos laterais de falhas transcorrentes regionais de mesma direção resultando em dobras abertas de grande envergadura.

Nas discussões ficou demonstrado a existência de uma relação geométrica relativamente consistente de tendências estruturais entre as dobras, falhas, juntas e estrias, desenvolvidas entre zonas de cisalhamentos rúpteis compreendendo as falhas regionais: zonas de falhas do Caboclo (transcorrência sinistral) e da Angélica (normal). A ocorrência simétrica e repetida destas tendências estruturais sugere uma relação genética íntima com estas falhas regionais.

Uma ideia alternativa é a relação entre o estágio cinemático I (NW) e especialmente o II (SE) com a intrusão do granito Caçapava do Sul. Esta hipótese baseia-se nos falhamentos cerrados observados na borda sudeste com nítido sentido de transporte de blocos das rochas circunvizinhas para SE, compatível com o estágio cinemático II. No entanto esta interpretação é fortemente dependente das relações estruturais na borda sudeste do granito Caçapava do Sul e na ausência destes dados em maior detalhe, a hipótese mais plausível no momento sobre estas estruturas tectônicas é de que elas representam o produto final decorrente da movimentação

lateral e vertical das falhas regionais orientadas para NW-SE e de maior influência as de direção NNE-SSW.

Este estudo é apenas um ensaio preliminar sobre a deformação da pedreira Belagres, fundamentado basicamente nas estruturas mais relevantes. Algumas sugestões de trabalhos futuros são apresentados a seguir:

- a) Análise detalhada das juntas para distinguir suas idades relativas e suas relações com as demais estruturas e assim interpretá-las no contexto da história tectônica local e regional;
- b) Mapear e interpretar as estruturas menores, tais como: fraturas ou veios *en-echelon*, estilolitos, *hinge wedge thrust*, *limb wedge thrust etc* (figura 27);
- c) Gerar seções litológicas-estruturais com início e fim nas falhas que limitam a faixa onde a pedreira está inserida e também entre a pedreira e a borda sudeste do granito Caçapava do Sul;
- d) Compreender as relações de corte entre falhas e dobras;

## 9 BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA D. D. P. M. D.; CHEMALE JR., F.; MACHADO, A. **Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil**. *Petrology - New Perspectives and Applications*, p. 73-130, 2012.

ALMEIDA, F. M. D. **Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira**. *Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 1969. 29--45.

ALMEIDA, R. P. D. **Evolução Tectono-Sedimentar da Formação Santa Bárbara na sub-bacia Camaquã ocidental, RS** (dissertação de mestrado), 2001. 150.

ALMEIDA, R. P. D. **Tectônica e sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Ocidental)**. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, IGC-USP (Tese de doutoramento), p. 203, 2005.

ALMEIDA, R. P. et al. **The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications**. *Journal of Geology*, p. 145-161, 2010.

ANDERSON, Ernest M. **The dynamics of faulting**. *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, v. 8, n. 3, p. 387-402, 1905.

BELL, A. M. **Vergence: an evaluation**. *Journal of structural geology*, 1981.

BERGBAUER, S.; POLLARD, D. D. **A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming**. *Geological Society of America*, v. 116, p. 294-907, March 2004.

BISHOP, D. G. **The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand.** *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, p. 405-417, 1967.

BRANDES, C.; TANNER, D. C. **Fault-related folding: A review of kinematic models and their application.** *Earth-Science Reviews*, 138, 27 Junho 2014. 352-370.

CÉLÉRIER,. **Seeking Anderson's faulting in seismicity: a centennial celebration.** *Geophysics*, v. 46, p. 1-34, 2008.

DAVIDSON, K. **Synchronous compressional pulses in extensional basins.** *Marine e Petroleum Geology*, v. 14, p. 513-549, 1997.

DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. **Structural geology of rocks and regions.** 2. ed. [S.l.]: Wiley, 1996.

DOBLAS, M. **Slickside Kinematic Indicators.** *Tectonophysics*, Madrid, Spain, 295, January 1997. 187-197.

FLEUTY, M. J. **The description of folds.** *Proceedings of the Geologists' Association*, 74, n. 4, 4 Junho 1964. 461-492.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, R. P. D. A.; PELOSI, A. P. M. R. **A Bacia do Camaquã: Um sistema intracontinental anarogênico de rifts do Neoproterozóico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias - Boletins de resumo.** [S.l.]: [s.n.]. 2003. p. 139-144.

FRAGOSO-CESAR, R. S. **Tectonica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogonias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul (Tese de doutoramento).** São Paulo. 1991.

FRAGOSO CESAR, A. R. S. *et al.* **The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil**. Revista Brasileira de Geociências. p. 442-445, 2000.

FREITAS LEITÃO, A. C. D. *et al.* **Proveniência de arenitos da Formação Cerro da Angélica (Grupo Bom Jardim, Ediacarano do RS) na porção sul da sub-bacia Camaquã Central e suas implicações tectônicas**. Revista Brasileira de Geociências, p. 677-692, 2007.

GASTAL, M. D. C.; LAFON, J. M.; CHERMALE JR., F. **U-Pb and Pb-Pb zircon ages of Neoproterozoic-Eopaleozoic granites from the western portion of the southern Brazilian Shield**. South American Symposium on Isotope Geology. Brasília: [s.n.]. 2010. p. 105-108.

HANCOCK, P. L.; BARKA, A. A. **Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey**. Journal Structural Geology, v. 9, p. 573-584, 1987.

HILLS, E. S. **Elements of structural geology**. [S.l.]: Chapman and Hall Ltd & Science Paperbacks, 1972.

HOLMES, A. **Principles of physical geology**. [S.l.]: Thomas Nelson and Sons LTD, 1944.

JANIKIAN, L. **Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Fm. Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã (Tese de doutoramento)**. São Paulo: Instituto de Geociências USP, 2004.

JANIKIAN, L. *et al.* **Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: Litoestratigráfica evolução paleoambiental e contexto tectônico**. Revista Brasileira de Geociências, v. 33, p. 349-362, dezembro 2003.

JANIKIAN, L. *et al.* **The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implication**. Terra Nova, 20, 2008. 249-266.



JOHN CHALLINOR, M. A. **The primary and secondary elements of a folds**, december 1944. 82-88.

LISLE, R. J. **Predicting patterns of strain from three-dimensional fold geometry: neutral surfaces folds and forced fold**. The geological Society London, p. 213-221, 2000.

MACHADO, B. N. **Geologia e paragênese mineral das mineralizações no granito Santo Ferreira, Sudeste de Caçapava do Sul**. Trabalho de Conclusão de Curso - Universidade Federal do Pampa, 2017. 89.

MANDL, G. **Rock joint: the mechanical genesis**. Printed in The Netherlands: Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2005, 2005.

MCCLAY, K. R. **The mapping of geological structures**. London: John Wiiley & Sons, 1991.

MITRA, S. **Fold accomodation faults**. [S.l.], p. 671-693. 2002.

MOODY, J. D.; HILL, M. J. **Wrench-fault tectonics**. Bulletin of the Geological Society of America, v. 67, p. 1207-1246, 1956.

NARDI, L. V. S.; BITENCOURT, M. D. F. **Geologia, petrologia e geoquímica do complexo granítico de Caçapava do Sul, RS**. Revista Brasileira de Geociências, p. 153-169, 1989.

PETIT, J. P. **Criteria for the sense of movement on fault surface in brittle rocks**. Journal of Structural Geology, p. 597-608, 1987.

PICADA, R. S. **Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense**. Anais Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, v. 25, p. 167-191, 1971.

PLUIJM, B. V. D. **Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics**. Michigan: W. W. Norton & Company, Inc., v. 2, 2003. 656 p.

PRICE, N. J.; COSGROVE, J. W. **Analysis of geological structures**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2005.

RAMSAY, J. G. **Shear zone geometry: a review**. Journal of Structure Geology, p. 83-99, 1979.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. **The techniques of modern structural geology - folds and fractures**. [S.l.]: [s.n.], v. 2, 1997. 309-700 p.

RIBEIRO, M. **Geologia da folha de Bom Jardim do Rio Grande do Sul - Brasil**. Departamento Nacional de Produção Mineral - Divisão de Mineralogia e Geologia. Rio de Janeiro, p. 142. 1970.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO F., P. M. **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul - Rio Grande do Sul - Brasil**. Divisão de Fomento da Produção Mineral. Rio de Janeiro, p. 232. 1966.

RIBEIRO, M.; CARRARO, C. C. **Geotectonic Map of the Caçapava do Sul Region - R.S. BRASIL / Upper Mantle Project: Comissão Brasileira**. [S.l.]. 1971.

RIBEIRO, M.; LICHTENBERGE, E. **Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul**. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia (Recife), 1978. 2451-2463.

ROBERTSON, J. F. **Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil**. [S.l.]. 1961.

SUPPE, J. **Principles of Structural Geology**. [S.l.]: Prentice-Hall , 1985. 538 p.

TAVANI, S. et al. **A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges**. Earth-Science Reviews, p. 82-104, 2015.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural Geology**. 2°. ed. New York: W. H. Freeman and Company, 2006. 61-114 p.

WILSON, G. **Introduction to small-scale geological structures**. [S.l.]: [s.n.], 1982.