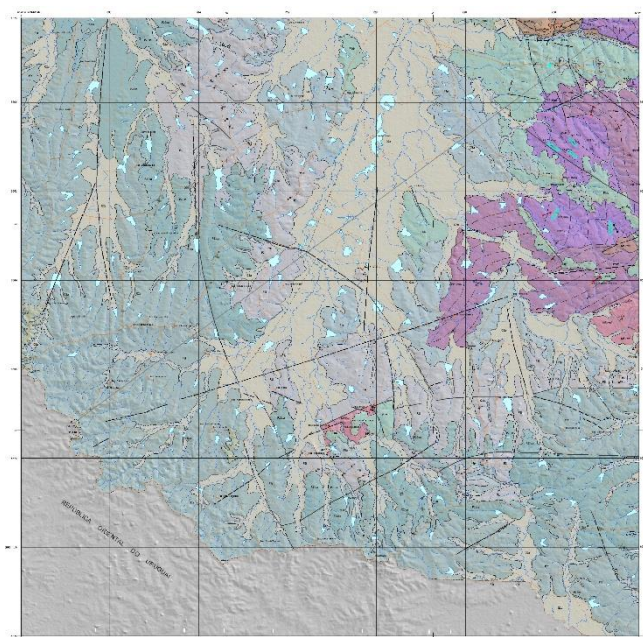


PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS



NOTA EXPLICATIVA

**GEOLOGIA E
RECURSOS MINERAIS
FOLHA SH.21-Z-D-II
IGREJINHA**

Ernesto Luiz Lavina
Ricardo da Cunha Lopes
Ruy Paulo Phillipp
Henrique Parisi Kern
Claiton M. dos Santos Scherer
Tiago Jonatan Girelli

OUTUBRO DE 2014

Apresentação

Esta Nota Explicativa contém as informações básicas sobre o desenvolvimento dos trabalhos de mapeamento geológico e levantamento de recursos minerais da Folha SH.21-Z-D-II Igrejinha, realizados pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, através do Contrato PR001/13, celebrado entre a Universidade e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM e seu Termo Aditivo.

Constam os dados digitais de geologia, estruturas e de recursos minerais do SIG, agrupados em arquivo de projeto (MXD) do programa ArcGIS e seu arquivo Geodatabase no Datum WGS84; os arquivos no formato MDB do banco de dados AFLO-RA e uma versão dos mapas geológico e de recursos minerais no formato PDF para impressão.

Apresentação	2
Sumário	3
1. Introdução	5
1.1. Localização	5
1.2. Objetivos	5
2. Dados de Produção	5
3. Síntese da Geologia da Folha Igrejinha	9
3.1- O Escudo Sul-rio-grandense	10
3.1.1. Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC)	12
3.1.1.1 - Ortognaisses TTG	12
3.1.1.2 - Granulitos Máficos e Ultramáficos	18
3.1.1.3 - Granulitos Máficos	19
3.1.1.4 - Serpentinóis e outras rochas ultramáficas	21
3.1.1.5 - Corpos Metamáfico-Ultramáficos Acamadados	26
3.1.1.6 – Metaleucogabro	28
3.1.1.7 - Metanortositos	30
3.1.1.8 – Metagabro	31
3.1.1.9 – Metapiroxenito	32
3.1.1.10 - Metaperidotito serpentizado	34
3.1.2. Suíte Santo Afonso (SSA)	34
3.1.2.1 - Monzogranitos Porfiríticos	35
3.1.2.2 – Sienogranitos	35
3.1.2.3 – Dioritos	36
3.1.3. Granito Dom Pedrito	39
3.1.4. Bacia do Camaquã	43
3.1.4.1- A Formação Acampamento Velho	43
3.2- Bacia do Paraná	49
3.2.1 - Formação Rio do Sul (= Formação Taciba)	50
3.2.2 - Formação Rio Bonito	53
3.2.3 - Formação Palermo	59

3.2.4 - Formação Irati	61
3.2.5 - Formação Serra Alta	64
3.2.6 - Formação Teresina	66
3.2.7 - Formação Rio do Rasto	72
3.2.8 – Depósitos Quaternários	75
3.2.9. Algumas considerações sobre a Supersequência Gondwana I na Folha Igrejinha	76
4. Recursos Minerais	77
4.1. Calcário	77
4.2. Folhelho pirobetuminoso	77
4.3. Carvão	77
4.4. Saibro	78
4.5. Areia	78
4.6. Cassiterita	79
5. Agradecimentos	80
6. Referências Bibliográficas	81

1. Introdução

1.1. Localização

A Folha Igrejinha está localizada entre as latitudes 31° 00' e 31° 30'S e as longitudes 54° 30' e 55° 00'W (Figura 1), na região sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul, entre as cidades de Dom Pedrito e Bagé, tendo por limite ao sul a fronteira com a República Oriental do Uruguai.

O acesso à área se faz, a partir de Porto Alegre, capital do Estado, via Caçapava do Sul e Bagé, através das BRs 290, 153 e 293, ou via Pelotas e Bagé através das BRs 290, 116 e 293.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste estudo foi o de realizar o mapeamento geológico e o cadastramento de recursos minerais, conforme os procedimentos utilizados pela CPRM, da Folha SH.21-Z-D-II - IGREJINHA na escala de 1:100.000. Dentro da perspectiva da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, o projeto propiciou a capacitação de alunos do curso de Graduação em Geologia, através de Trabalhos de Conclusão de Curso, e a qualificação de alunos do Programa de Pós-graduação em Geologia, através da realização de Tese de Doutorado.

2. Dados de Produção

As atividades iniciaram em junho de 2013 pela etapa de Compilação Bibliográfica e elaboração do SIG Preliminar com base nos dados recebidos da CPRM, que foi concluída ao final do mês de agosto, com a entrega do Relatório Preliminar e SIG à CPRM/SUREG-PA.

Os trabalhos de campo totalizaram 49 dias e as equipes foram compostas por professores e alunos dos cursos de Graduação e Pós-graduação em Geologia da UNISINOS.

Os caminhamentos geológicos ao longo de estradas e campos de propriedades rurais no interior da Folha Igrejinha totalizaram 662 km, durante os quais foram descritos 340 afloramentos e coletadas 62 amostras de rocha. Considerando a área da folha como sendo 2.255 km², a densidade de afloramentos descritos atingiu 6,6

km² por afloramento. Se descontarmos as áreas aluvionares (846 km²), devido à intensa ocupação por lavouras de arroz, a área ocupada por rochas da Bacia do Paraná e do Escudo Sul-rio-grandense (respectivamente 1.217,2 km² e 191,8 km²), totalizam 1.409 km², conferindo uma densidade de afloramentos descritos de 4,1 km² por afloramento.

Na figura 2 pode-se observar a distribuição dos caminhamentos realizados e dos afloramentos descritos, inclusive os realizados em áreas vizinhas à folha com o objetivo de verificar a continuidade das unidades e realizar a integração com outras áreas de mapeamento em execução pela CPRM, que constaram de mais 29 afloramentos visitados.

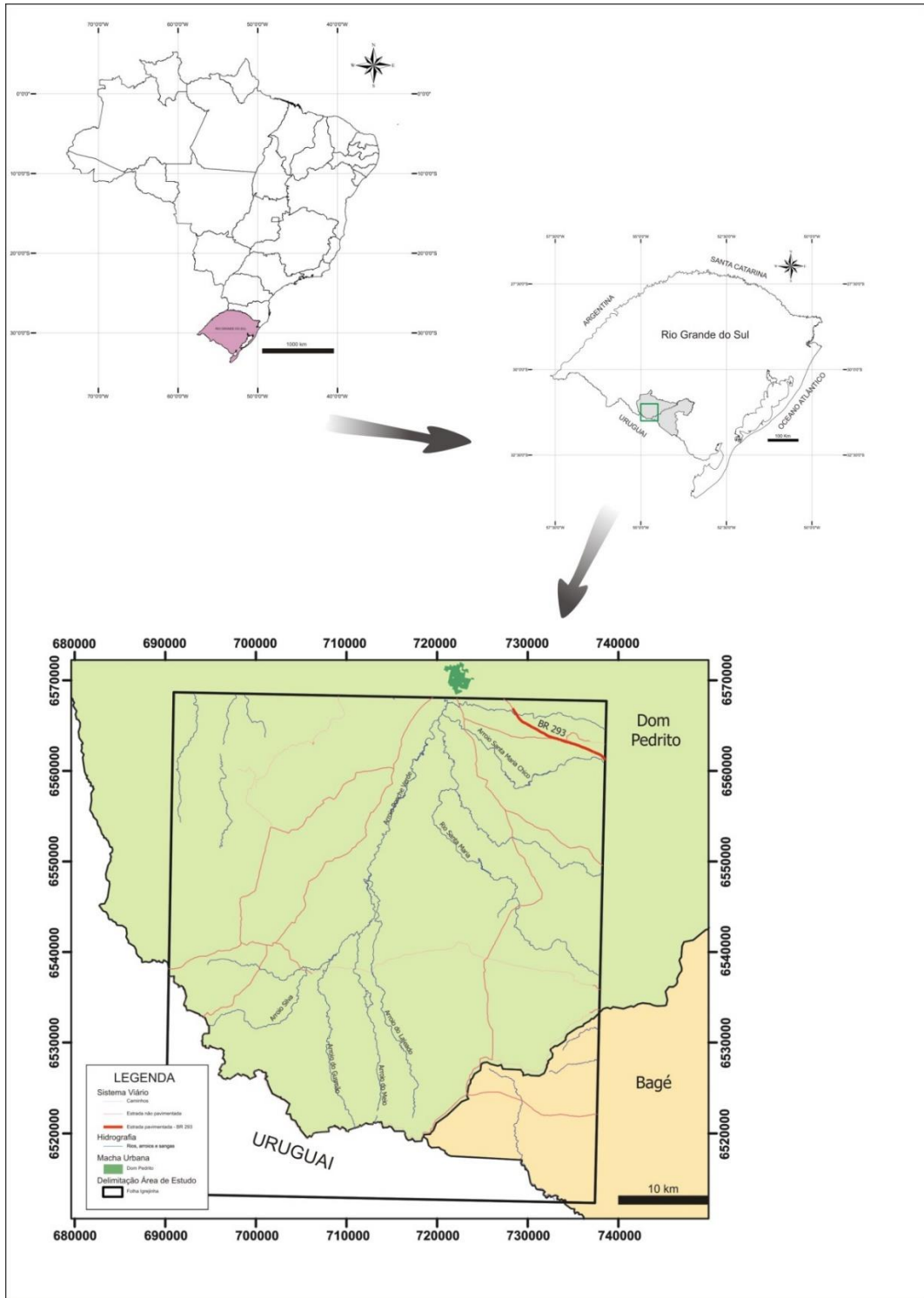


Figura 1: Localização da Folha SH.21-Z-D-II Igrejinha e municípios abrangidos.

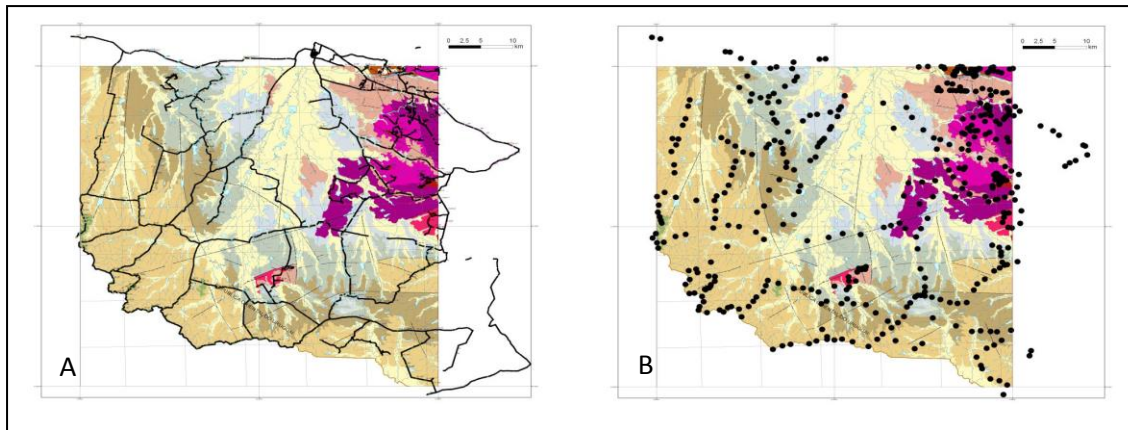


Figura 2. Caminhamentos e afloramentos na área da Folha Igrejainha e seus entornos: a) as linhas em preto representam os caminhamentos realizados b) os pontos pretos representam os afloramentos descritos.

Das amostras de rocha coletadas, 32 foram selecionadas e laminadas pelo Laboratório de Laminação da UNISINOS e destas, 5 amostras de rochas metamórficas tiveram duas lâminas confeccionadas, uma paralela e outra perpendicular ao bandamento ou foliação metamórfica, totalizando 37 lâminas e 32 análises realizadas por professores e alunos bolsista da UNISINOS. As análises geoquímicas de rocha totalizaram 15 e foram executadas pelo Laboratório ACME, as análises bioestratigráficas foram duas, executadas pelo ITT Fóssil da UNISINOS e uma amostra foi submetida à análise geocronológica (U-Pb) no Laboratório de Geocronologia da USP.

As ocorrências minerais constaram de 33 novos registros dos quais três são de carvão, duas de saibro, uma de areia e 27 de calcário, que somados aos dois registros de estanho (Sn) inicialmente constantes do GEOBANK, perfazem 35 registros na área. Das amostras de calcário da Formação Irati, três se mostraram fossilíferas.

As amostras de rochas e as lâminas petrográficas foram entregues à CPRM/SUREG-PA em 17/09/2014.

3. Síntese da Geologia da Folha Igrejinha

O relevo da região abrangida pela Folha Igrejinha é caracterizado por formas planas, com destaque para as áreas mais elevadas, constituídas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. A área sedimentar apresenta formas de relevo muito aplainadas, do tipo mesetas e cuestras. Quando a erosão ultrapassa as camadas sedimentares, observam-se janelas do embasamento onde afloram rochas metamórficas e graníticas, em vales pouco profundos. O relevo passa a ser formado por coxilhas subarredondadas, com vales muito suaves, com poucos metros de desnível (menos de 20 metros). O intenso fraturamento de direção NE-SW, que controla em parte o relevo da região, modelou cristas arrasadas e coxilhas pouco alongadas segundo a direção nordestem. As rochas estão muito alteradas, gerando perfil espesso de solos e manto de alteração, variando em geral, entre 2 e 15 metros. As exposições são raras, principalmente em cortes de estrada e campos muito restritos de matacões de ortognaisses. As rochas metamáficas estão expostas em raros lajeados contínuos realçados pela proximidade com zonas de falhas, enquanto os metaultramafitos se apresentam como pequenas cristas alongadas compostas por lajeados contínuos e campos de matacões alongados, com excelentes exposições.

As unidades geológicas mais antigas aflorantes na Folha Igrejinha apresentam idades paleoproterozóica e neoproterozóica (Ediacarano) a eopaleozóica (Cambriano), pertencendo ao Bloco Taquarembó, constituinte da Província Mantiqueira. As unidades de idade neopaleozóica (Carbonífero Superior e Permiano) pertencem à Província Paraná. Os depósitos aluvionares de idade quaternária correspondem à porção continental da Bacia de Pelotas.

Na região nordeste da Folha Igrejinha, perfazendo cerca de 10% da área, dominam unidades de idade proterozóica, que compõem o extremo sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense. Foram identificados o Complexo Granulítico Santa Maria Chico, de idade paleoproterozóica, e os granitos Santo Afonso e Dom Pedrito, além de rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho (derrames e piroclásticas), todos de idade neoproterozóica. As rochas sedimentares gonduânicas pertencem à Província Paraná e ocupam a maior parte da área (~80%). Estão presentes as formações Rio do Sul (= Taciba), Rio Bonito, que contém ocorrências de

carvão, Palermo, Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, perfazendo o registro desde o Carbonífero Superior (Gzeliano) ao Permiano Superior (Wuchiapingiano). Os depósitos aluvionares presentes se desenvolvem predominantemente sobre as unidades gonduânicas. A porção sudoeste da Folha (~10% da área) pertence ao território da República Oriental do Uruguai e nela aflora a continuidade das rochas sedimentares gonduânicas, representadas pela Formação Yaguari e depósitos aluvionares.

3.1- O Escudo Sul-rio-grandense

Na região oeste de Dom Pedrito, na área coberta pela Folha Igrejinha, as rochas do embasamento estão constituídas por duas unidades principais: (i) rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (CGSMC) e (ii) granitos da Suíte Santo Afonso (SSA) e Granito Dom Pedrito.

O Complexo Granulítico Santa Maria Chico está representado por duas unidades principais: (i) ortognaisses e (ii) complexo metamáfico-ultramáfico. Os ortognaisses são tonalíticos a granodioríticos, com ocorrência subordinada de gnaisses trondjemíticos, anfibolitos (gnaisses dioríticos) e metahornblenditos. As rochas metamáfico-ultramáficas possuem estrutura acamadada e estão compostas pela alternância de camadas homogêneas de metagabros, metanoritos, metapiroxenitos, metadunitos e metaperidotitos amplamente serpentinizados e birbiritizados, intercalados por camadas centimétricas de metaleucogabros e metanortositos. Os ortognaisses são levemente predominantes em área com relação às rochas metamáfico-ultramáficas, que estão intercaladas na forma de dois corpos alongados segundo a direção N45°W, concordantes com a foliação principal dos ortognaisses encaixantes.

Estas unidades cobrem parte da porção nordeste da folha Igrejinha e constituem uma área de exposição quase contínua, limitada e envolta pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, principalmente pelos sedimentitos das Formações Rio do Sul e Rio Bonito. As unidades da Bacia do Paraná constituem áreas elevadas, com cotas superiores aos vales onde se localizam as rochas do embasamento e as rochas sedimentares da Formação Rio do Sul, do Grupo Itararé. As exposições estão em parte limitadas e controladas por falhas de direção N40°W a N50°W.

No extremo nordeste da folha Igrejinha, a Formação Rio do Sul está em contato por falha normal com os gnaisses máficos do CGSMC. A unidade está representada por conglomerados polimíticos matriz-suportados com elevado volume de seixos de rochas graníticas. Os clastos mostram formas arredondadas a subarredondadas, variando de 20 a 40 cm, mas podendo atingir até 2 metros, compostos em geral por sienogranitos e Kf-granitos equigranulares médios a grossos e também por monzogranitos porfiríticos. Os níveis de conglomerados são dominantes e gradam para corpos tabulares e lenticulares de arenitos finos a grossos e níveis de “varvitos”, ambos com clastos caídos de granitos. Com frequência os conglomerados estão alterados, apresentando-se, com a retirada da matriz, como campos de matacões de granitos de dimensões e composições muito variadas. Os campos de matacões são encontrados nos vales, junto aos gnaisses do embasamento, representando sedimentação pouco espessa do topo do Grupo Itararé sobre um embasamento com paleogeografia elevada, quando comparada com as exposições da unidade em Santa Catarina. As rochas da Formação Rio Bonito constituem lentes espessas de arenitos arcoseanos e cobrem amplas áreas do embasamento. A Formação Palermo está representada por siltitos e arenitos finos a muito finos de cor amarelada a ocre claro, com estrutura plano-paralela definida por níveis contínuos e regulares de espessuras milimétricas (1 a 10 mm). A unidade ocorre como pequena exposição cobrindo os arenitos da Formação Rio Bonito e não é encontrada em contato direto sobre as rochas do embasamento.

Os granitos da Suíte Santo Afonso formam uma pequena janela de embasamento no centro-sul da Folha Igrejinha. O contato com os ortognaisses do CGSMC é tectônico, marcado por falha normal de direção N45°E. Os granitos possuem composição monzogranítica e textura porfirítica caracterizada pela elevada concentração de megacristais de Kf de 1 a 6 cm, imersos em matriz equigranular-hipidiomórfica média a grossa com plagioclásio, quartzo e biotita.

O Granito Dom Pedrito forma pequena janela do embasamento na porção nordeste da Folha Igrejinha. Os contatos do corpo granítico com os gnaisses máficos, ao norte, e com os ortognaisses, ao sul, estão controlados por duas falhas normais subparalelas de direção N50°E. Os granitos possuem composição sieno a monzogranítica, cores claras e estrutura maciça. A principal textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (1 a 2 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de K-feldspato e plagioclásio, quartzo amebóide e biotita.

3.1.1. COMPLEXO GRANULÍTICO SANTA MARIA CHICO (CGSMC)

O CGSMC é constituído por ortognaisses e por rochas metamáfico-ultramáficas acamadadas. Os ortognaisses são levemente predominantes, enquanto as rochas metamáfico-ultramáficas formam dois corpos alongados segundo a direção NW-SE. A disposição do bandamento metamórfico entre as duas unidades é concordante. A observação do mapa geológico com a superfície do traço da foliação mostra que o bandamento metamórfico do CGSMC está dobrado, com formas abertas a suave e com eixos orientados segundo NW-SE. A consequência deste dobramento é a variação da orientação do bandamento, de NW-SE para N-S e NE-SW. O contato entre os dois grupos de rochas granulíticas são de dois tipos: gradacional e tectônico. O limite gradacional foi definido unindo as informações obtidas pela interpretação de fotografias aéreas e pelos pontos de campo, enquanto os limites tectônicos estão associados a falhas rúpteis mais jovens que afetaram também as unidades da Bacia do Paraná.

Os ortognaisses são dominantes e constituem cerca de 60 % da área do complexo. As rochas metamáficas são amplamente dominantes, ocorrendo no interior das duas áreas corpos ultramáficos de menor expressão, constituindo menos de 5 % da área. Os serpentinitos são dominantes e intercalam-se com xistos magnesianos, principalmente, com talco-clorita-tremolita xistos. As exposições são restritas e constituem cristas desde 30 a 200 metros de extensão por 5 a 80 metros de largura, até exposições de 300 a 800 metros de extensão por 150 metros de largura. Neste último caso, a crista está preservada devido à intensa silicificação associada a intenso processo de metassomatismo hidrotermal com intensa silicificação dos serpentinitos transformando-os em birbiritos (Esteban *et al.*, 2011).

3.1.1.1 - Ortognaisses trondjemíticos, tonalíticos e granodioríticos (TTGs)

Os ortognaisses dominantes são tonalíticos e granodioríticos, com ocorrência subordinada de gnaisses trondjemíticos, anfibolitos (gnaisses dioríticos) e metahornblenditos (fig. 3).

Os *Gnaisses Tonalíticos e Granodioríticos* tem cor cinza claro, que adquire tons alaranjados a castanho alaranjado quando alterados (figs. 3A e 3C). Apresentam bandamento gnáissico, que se torna mais visível quando alterados pelo intemperismo. O bandamento é regular e contínuo, e as bandas apresentam espessura

entre 2 e 20 mm, alternando níveis félsicos de composição quartzo-feldspática e níveis máficos ricos em biotita e hornblenda. Os níveis félsicos possuem textura granoblástica equigranular poligonal a interlobada média a grossa (0,4 a 1,2 mm), enquanto os níveis máficos mostram textura lepidoblástica e nematoblástica média a grossa. A mineralogia dos gnaisses tonalíticos é composta por plagioclásio (45-50 %), quartzo (25-30 %), K-feldspato (< 5 %), biotita (10-15 %), hornblenda (10-15%) e minerais opacos (1-3 %). O *plagioclásio* possui cor cinza clara e formas variáveis, entre prismática curta a irregular, e poligonal equidimensional, com 0,3 a 1 mm. Também ocorrem cristais prismáticos pouco alongados de 4 a 7 mm. O *quartzo* forma cristais poligonais e equidimensionais, incolores. A *biotita* é intersticial e se distribui como agregados de cristais hexagonais de cor preta, subidioblásticos, e tamanhos entre 0,5 e 1 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos pouco alongados a equidimensionais, cor verde escuro a preta, variando entre 0,3 e 0,5 mm. Os minerais opacos formam cristais poligonais e equidimensionais de cor preta e intersticiais.

Os *Gnaisses Dioríticos/Anfibolíticos* e os *Metahornblenditos* possuem cor preta, mostrando tonalidades castanho-alaranjadas quando alterados (figs. 3B e 3D). Estes gnaisses máficos são encontrados como corpos tabulares com dezenas de centímetros a poucos metros de largura. O alongamento dos corpos de anfibolitos é concordante com o bandamento dos ortognaisses. Os anfibolitos apresentam estrutura interna que varia desde foliação bem definida pela orientação de agregados de hornblenda e/ou de diopsídio ou exibem bandamento fino (1-2 mm), contínuo, mas irregular. A principal textura dos anfibolitos é nematoblástica média a grossa, caracterizada pelo alinhamento de cristais subidioblásticos de hornblenda. Com menor frequência, os espaços intersticiais mostram uma textura granoblástica equigranular poligonal média a grossa (0,5 a 2 mm) caracterizada por cristais de plagioclásio e diopsídio. A composição mineral é dominada por hornblenda (50-70 %), com plagioclásio (20-40 %), diopsídio (10-15 %) e minerais opacos (3-5 %). Nos metahornblenditos a composição é dominada por hornblenda (85-98 %), com raro plagioclásio (3-5 %), diopsídio (3-7 %) e minerais opacos (1-3 %). O *plagioclásio* possui cor cinza clara a esbranquiçada e formas variáveis, entre prismática curta a irregular, e poligonal equidimensional, subidioblástico, com 0,3 a 1mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos alongados a equidimensionais, subidioblástico a idioblástico, cor verde escuro a preta, variando entre 0,3 e 0,5 mm. O *diopsídio* é intersticial, estando asso-

ciado à hornblenda e como agregados de cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos, de cor verde escuro, translúcidos, com tamanho entre 0,1 e 0,4 mm. Os minerais opacos formam cristais poligonais equidimensionais de cor preta e intersticiais.

Os *Gnaisses Trondjemíticos* têm ocorrência muito subordinada, constituindo corpos lenticulares com alguns poucos centímetros de espessura, em geral, entre 2 e 15 cm (fig. 3F). As rochas têm cor cinza claro a esbranquiçada, adquirindo cor castanha escura a alaranjada quando alterado. Os gnaisses trondjemíticos mostram foliação interna como estrutura principal. A foliação está marcada pela orientação de biotita e por vezes pode formar um bandamento irregular e contínuo, apresentando espessura inferior a 1 ou 2 mm, alternando níveis félsicos dominantes de composição quartzo-feldspática e níveis máficos ricos em biotita. Os níveis félsicos possuem textura granoblástica equigranular poligonal a interlobada média a grossa (0,5 a 1,5 mm), enquanto os níveis máficos exibem textura lepidoblástica média a grossa. A mineralogia dos gnaisses trondjemíticos é composta por plagioclásio (55-60 %), quartzo (25-30 %), K-feldspato (< 5 %), biotita (3-7 %) e minerais opacos (1-2 %). O *plagioclásio* possui cor cinza clara e formas variáveis entre prismática curta a irregular, e poligonal equidimensional, com 0,3 a 1 mm. Também são encontrados cristais reliquias de forma prismática pouco alongada, com tamanhos entre 2 e 7 mm. O *quartzo* forma cristais alongados, com subgrãos de tamanhos e formas irregulares envolvidos por matriz de cristais poligonais e equidimensionais, incolor. A *biotita* é intersticial e forma agregados de cristais hexagonais de cor preta, subidioblásticos, com tamanhos entre 0,2 e 1 mm. Os minerais opacos formam cristais poligonais e equidimensionais de cor preta e são intersticiais.

Todas as unidades mostram os mesmos padrões deformacionais e apresentam ampla concordância estrutural (fig. 4). O bandamento (Sb_1) está deformado e foram identificadas duas fases principais de dobramento. No interior do bandamento observam-se dobras isoclinais intrafoliais (F_2), com e sem raiz (figs. 4A e 4F). As dobras indicam que o bandamento principal nestes casos está representado por clivagem de crenulação Sb_2 . O bandamento ainda está afetado por dobras F_3 do tipo normais com caimento, de formas fechadas a abertas e superfície axial comumente com disposição subvertical. Os eixos desta fase mergulham baixo para os quadrantes NW e SE. Esta fase de dobramentos ocasiona ampla variação na orientação do

bandamento e controla as formas de relevo dos ortognaisses, caracterizadas por conjuntos de cristas muito arrasadas, alinhadas segundo a direção NW-SE.

Em lâmina delgada os ortognaisses apresentam estrutura bandada definida pela intercalação de níveis contínuos e irregulares de composição quartzo-feldspática com níveis descontínuos a base de biotita e raros cristais de granada com espessura milimétrica (0,3 a 1 mm) (fig. 5). Os níveis quartzo-feldspáticos apresentam textura granoblástica inequigranular poligonal a interlobada média (0,1 a 0,4 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio e K-feldspato que se intercalam com cristais de quartzo estirados e homogêneos. Os cristais de *plagioclásio* e K-feldspato apresentam formas prismáticas pouco alongadas, limites retos a interlobados, tamanhos entre 1 e 2 mm, com macla polissintética e xadrez respectivamente. Os cristais de *biotita*, de cor marrom, possuem seção lateral com forma prismática alongada entre 0,2 e 0,8 mm. Ocorrem em agregados caracterizando textura lepidoblástica média. Os cristais de *granada* exibem formas globulares incompletas, xenoblásticas a hipidioblásticas, poiquiloblásticas com inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos e tamanhos entre 0,4 a 1 mm.

A associação de plagioclásio + K-feldspato + biotita + granada e a textura granoblástica poligonal sugere condições metamórficas mínimas compatíveis com às da Fácies Anfibolito médio.

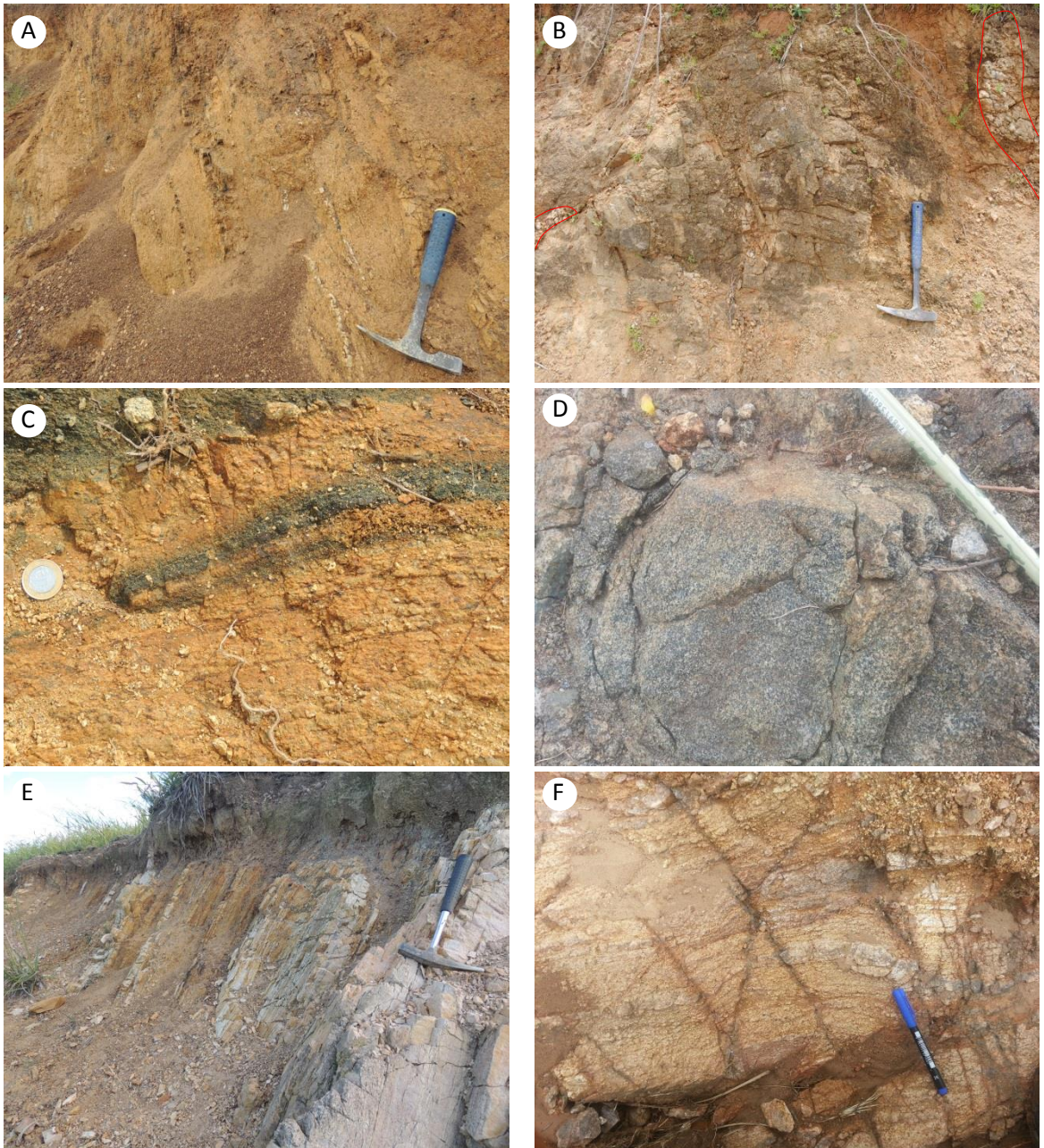


Figura 3 - Ortognaisses TTGs: A) gnaisse tonalítico alterado, alternando bandas máficas; presença de veios de quartzo concordantes com o bandamento, por vezes boudinados (EL-72). B) anfibolito cortado por veios quartzo-feldspáticos sem orientação (RL-30). C) gnaisse de composição tonalítica, intercalado com bandas anfibolíticas (RL-76). D) detalhe de anfibolito com estrutura maciça (EL-22). E) gnaisse quartzo-feldspático alternando bandas tonalíticas e granodioríticas, (RL-101). F) gnaisse trondjemítico com bandas enriquecidas em feldspato e plagioclásio, marcante presença de fraturas do tipo par conjugado (EL-114).

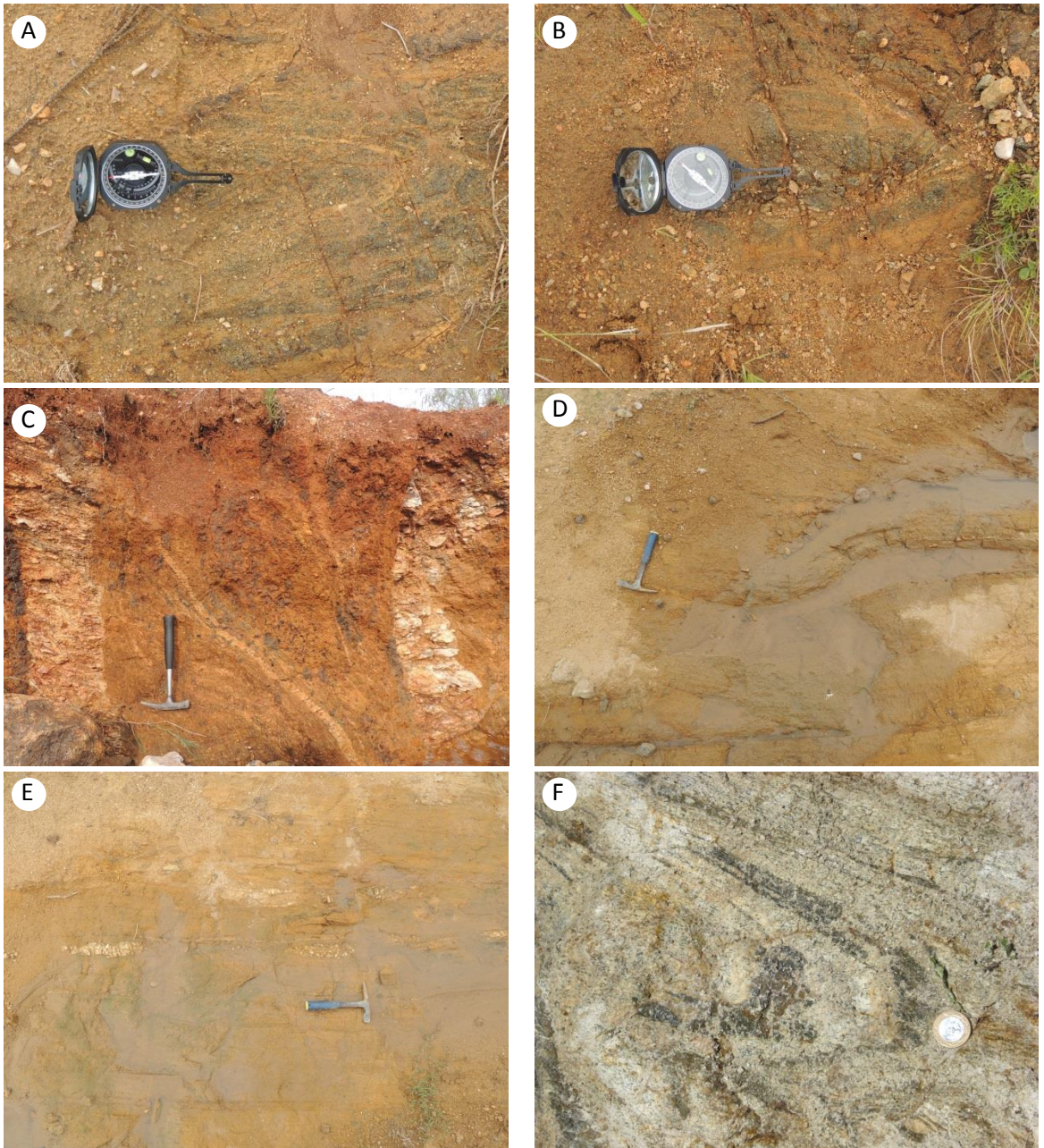


Figura 4 - Ortognaisses TTGs. Aspectos estruturais: A) F2 em bandamento regular e contínuo de gnaisses tonalíticos (RL-76). B) Figura de interferência tipo domo e bacia em gnaisses tonalíticos (RL-76). C) Gnaiss tonalítico cortado por veios quartzo-feldspáticos (RL-76). D) gnaiss de composição tonalítica com bandamento pouco espesso (EL-72). E) gnaiss tonalítico, com movimentação dextral. F) F2 em leucogabros (RL-51).

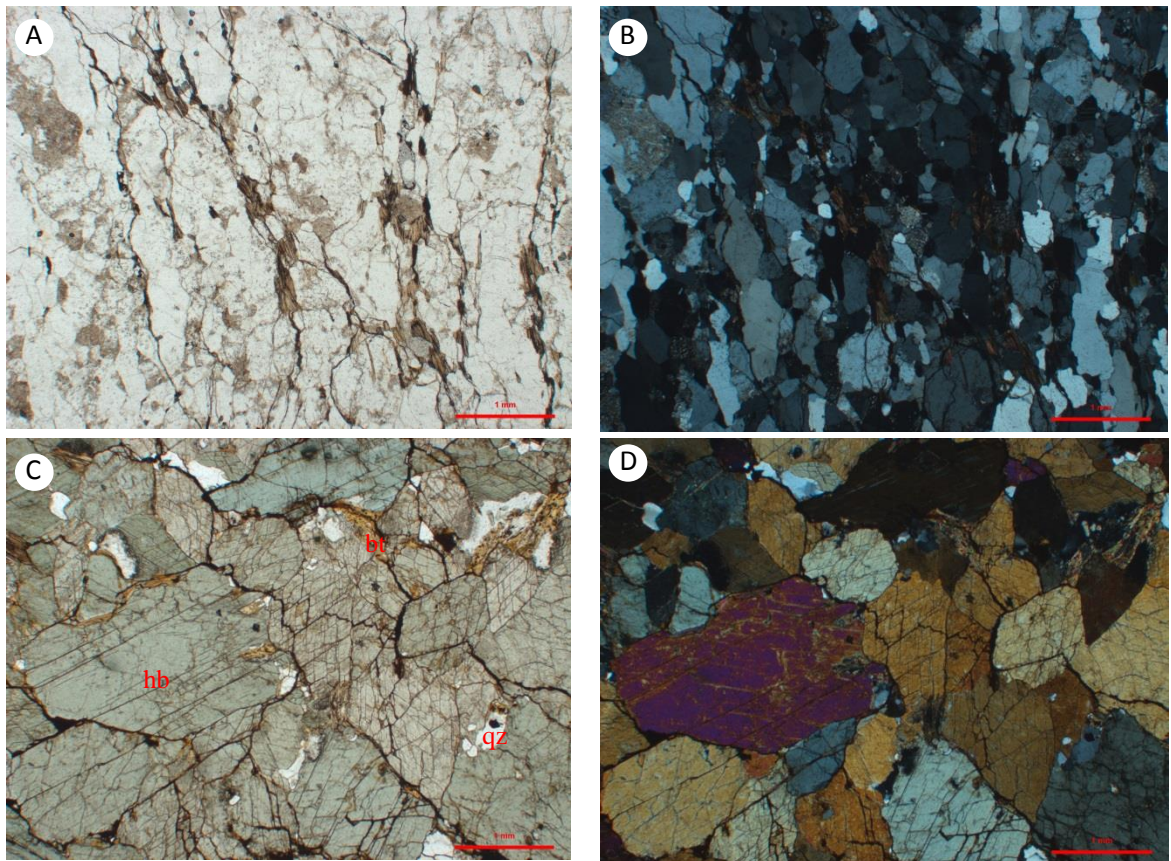


Figura 5 – Ortognaisses TTGs. Fotomicrografias: A) textura granoblástica isogranular e poligonal, com estiramento dos cristais de quartzo, recristalização do plagioclásio e orientação das micas. Técnica de LN. aumento de 25X; amostra RL-102 B) idêntica a anterior em LP. C) corte perpendicular a foliação, onde se destaca a textura granoblástica média, constituída de hornblenda (hb), biotita (bt) e quartzo (qz). Os minerais opacos margeiam os grãos e destacam as clivagens. Técnica de LN, aumento de 25X. amostra EL-93B D) mesma amostra, porém em técnica de LP, com mesmo aumento e escala gráfica.

3.1.1.2 - Granulitos Máficos e Ultramáficos

As rochas metamáfico-ultramáficas compõem dois domínios predominantes, com amplas áreas de granulitos máficos, metagabros e metapiroxenitos, e áreas menos significativas de serpentinitos e xistos magnesianos. Estes corpos formam cristas alongadas, concordantes a foliação principal e possuem tamanhos da ordem de 3 a 20 quilômetros de comprimento por dezenas a centenas de metros de largura. Entre as áreas de rochas metamáficas e metaultramáficas com composição homogênea, ocorrem cristas alongadas de rochas metamáficas acamadadas compostas pela alternância de camadas com espessuras centimétricas de metanortositos, metaleucogabros, metagabros, metapiroxenitos e metaperidotitos, estes últimos amplamente serpentinizados.

Os afloramentos são raros mas quando encontrados, constituem lajeados ou cristas contínuas de campos de matacões irregulares de tamanhos variados.

3.1.1.3 - Granulitos Máficos

Os granulitos máficos são dominantes e afloram como campos de matacões com algumas dezenas de metros de extensão (fig. 6). Os matacões são subangulosos e possuem entre 30 cm e 1 metro de diâmetro. Os granulitos máficos estão expostos em quatro a cinco áreas, formando duas grandes cristas alongadas no sentido N10-20°W, constituindo corpos com até 18 quilômetros de extensão.

Os granulitos máficos possuem cor preta e aspecto maciço. Entretanto, quando pouco alterados observa-se que as rochas são bandadas. O bandamento é fino, entre 1 e 5 mm, tem disposição regular e contínua, alternando níveis cinza escuros mais ricos em plagioclásio, com níveis escuros ricos em diopsídio, hornblenda e hiperstênio. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média (0,2 a 0,6 mm), caracterizada por agregados de formas poligonais de cristais de plagioclásio equidimensionais e por agregados intersticiais de piroxênios e hornblenda.

A mineralogia dos granulitos máficos (metagabros) é composta em média por plagioclásio (35-40 %), diopsídio (25-30 %), hornblenda (15-25 %), hiperstênio (10-15 %) e minerais opacos (2-5 %). A composição dos metapiroxenitos apresenta em média diopsídio (35-50 %), hornblenda (5-15 %), hiperstênio (15-25 %) e espinélio (5-25 %) e baixos teores de plagioclásio (<5%). O *plagioclásio* forma agregados de cristais de cor cinza escura, forma equidimensional irregular a poligonal, idioblásticos a subidioblásticos, com tamanhos entre 0,2 a 0,5 mm. O *diopsídio* aparece na forma de cristais prismáticos e equidimensionais, idioblásticos a subidioblásticos, cor verde escuro e translúcido, varia de 0,1 a 0,3 mm. O *hiperstênio* ocorre como cristais prismáticos e equidimensionais translúcidos, de cor castanha escura, e idioblásticos a subidioblásticos, com tamanhos entre 0,1 a 0,3 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos e equidimensionais, cor verde escuro e translúcido, variando de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos formam cristais intersticiais poligonais e equidimensionais, de cor preta.

Em lâmina delgada os granulitos máficos apresentam em geral estrutura bandada a foliada incipiente, definida por níveis descontínuos de minerais máficos de espessura milimétrica (1 mm), definido por agregados de cristais de hornblenda, diopsídio e hiperstênio intercalando com níveis dominantes a base de plagioclásio.

Ambos os níveis apresentam textura granoblástica inequigranular a equigranular poligonal média (0,1 a 0,4 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio, hornblenda, diopsídio e hiperstênio. De modo subordinado observa-se a textura nematoblástica equigranular média a grossa caracterizada pela orientação dos cristais de hornblenda e do diopsídio nos níveis máficos. A hornblenda é o mineral máfico dominante, com os cristais de diopsídio e hiperstênio crescendo a partir dos bordos do anfibólio, ocorrendo envolvimento parcial ou total da hornblenda. O piroxênio se apresenta como agregados de cristais e como cristais intersticiais individuais.

Também é identificada a textura blastoequigranular hipidiomórfica média a grossa caracterizada por cristais reliquiares de plagioclásio, augita e hiperstênio. Os cristais de plagioclásio reliquiares têm formas prismáticas pouco alongadas, limites retos a interlobados, tamanhos entre 1 e 2 mm, zonação normal, macla polissintética e maclas complexa com interpenetração. De modo mais subordinado também são encontrados cristais de augita com formas prismáticas pouco alongadas, limites retos e tamanhos entre 1 e 2 mm. Os cristais reliquiares estão envoltos pela matriz metamórfica definida por textura granoblástica poligonal. Estas relações são encontradas em diversas relações de proporção.

A presença de cristais de diopsídio crescendo nos bordos dos cristais de hornblenda indica que as condições metamórficas são crescentes, evidenciando a atuação de metamorfismo regional progressivo. A paragênese plagioclásio + diopsídio + hiperstênio + hornblenda é indicativa de condições metamórficas equivalentes as da Fácies Granulito de pressão baixa.

A trama é afetada por processo retrometamórfico pervasivo, marcado por fraturas finas (< 0,3 mm) preenchidas por filmes de agregados finos de anfibólio de cor azul esverdeada e forma prismática alongada a acicular, associada a agregados finos de cristais subidioblásticos de minerais opacos (provavelmente magnetita). Os cristais de hornblenda apresentam-se em desequilíbrio, com geração de franjas de finos cristais de actinolita verde a azul esverdeada nos bordos dos cristais de hornblenda. Os cristais de diopsídio também apresentam em menor intensidade o crescimento de actinolita e anfibólio incolor, provavelmente, tremolita, acompanhados de minerais opacos subédricos. O plagioclásio está muito pouco afetado, com crescimento localizado de cristais de epidoto e clorita.

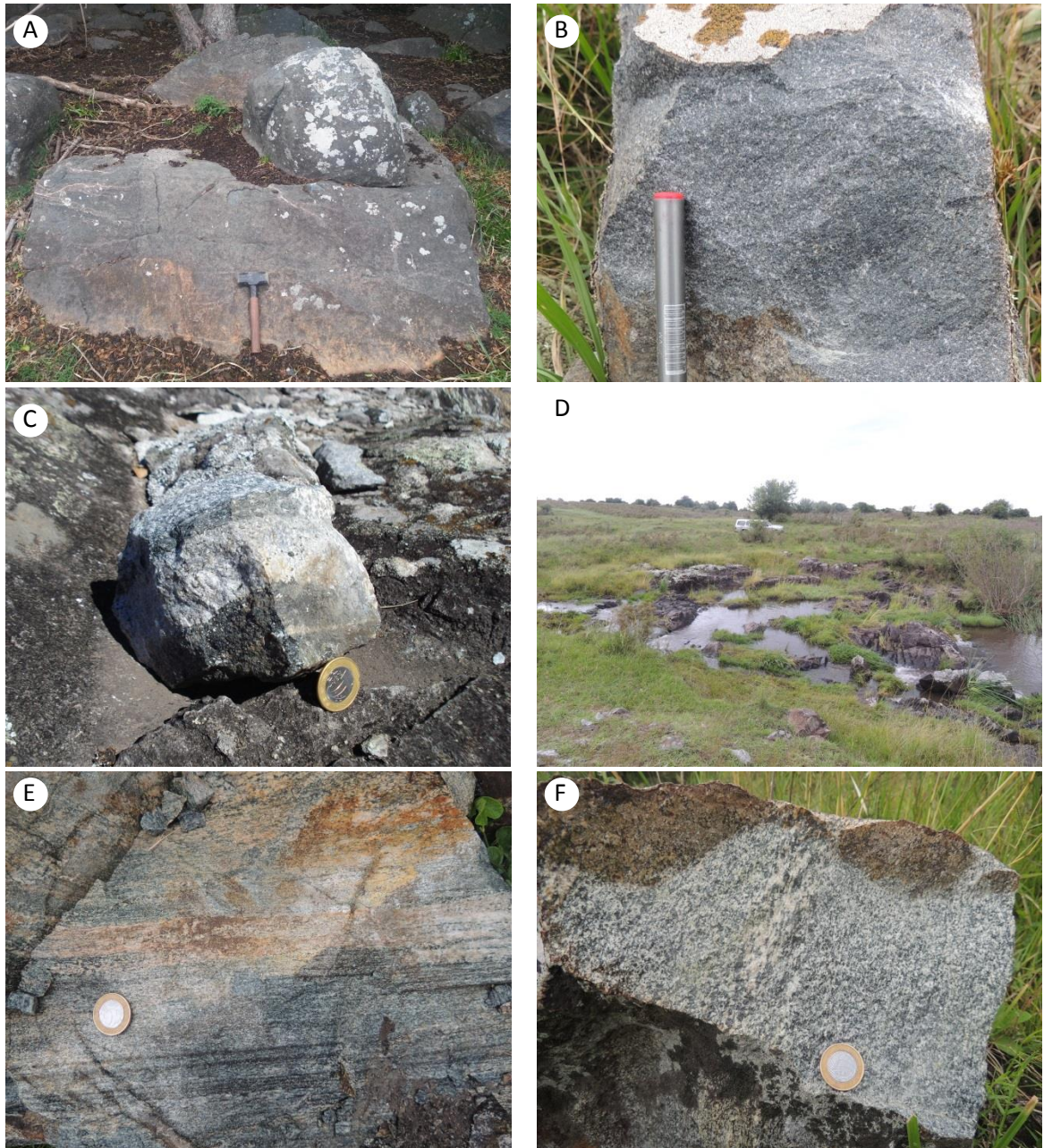


Figura 6 - Granulitos máficos: A) metapiroxênito com estrutura maciça (RL-60). B) piroxênito (RL-60). C) gnaiss alternando bandas de piroxênito com bandas de anortosito (RL-50). D) metagabros em lajeado de arroio (RL-68). E) gnaiss de composição gabróica (RL-68). F) metagabro com bandamento (RL-70).

3.1.1.4 - Serpentinóis e outras rochas ultramáficas

Os serpentinitos afloram como extensos lajeados e campos de matacões com algumas centenas de metros de extensão (figs. 7A e 7B). Os matacões possuem entre 30 cm e 2 metros de diâmetro, com formas subangulosas e apresentam-se intensamente fraturados internamente. Os serpentinitos estão expostos em 2 áreas principais. As áreas possuem formas alongadas e mostram continuidade em planta, formando três cristas principais orientadas no sentido N40°-50°W, atingindo cerca

de 2 a 3 km de extensão. As exposições das rochas metaultramáficas possuem ampla relação espacial com relação aos granulitos máficos. Os serpentinitos apresentam cor preta a cinza escura, variando para tonalidades de cinza esverdeada a cinza amarelada quando alterados. Apresentam estrutura maciça com intenso fraturamento interno. As fraturas são irregulares, possuem formas curvilíneas a retilíneas e mostram espaçamento entre 5 e 15 cm até 20 e 40 cm. A textura principal é do tipo *mesh*, com aspecto maciço, com pseudomorfos de cristais de minerais máficos, principalmente de olivina e piroxênio, intensamente recortados por rendilhames de fraturas, de escala meso a submicroscópica. As fraturas são muito finas, com espessura entre 0,1 e 0,5 mm, comumente preenchidas por serpentina. Na porção central do corpo de rochas metamáfico-ultramáficas situado mais ao oeste, existe uma crista de serpentinitos silicificados, onde o acentuado fraturamento está preenchido por finos veios de quartzo e/ou calcita. Além deste fraturamento, os serpentinitos registram acentuado metassomatismo, caracterizado pela crescente silicificação do serpentinito. A serpentina é substituída por massas finas de calcedônia e carbonatos com disposição irregular.

A mineralogia é composta predominantemente por serpentina (85-95 %), ocorrendo ainda magnetita (3-7 %), talco (2-4 %) e tremolita (2-3 %). A *serpentina* constitui massa de granulação fina, cor preta, que adquire tons de verde escuro, verde claro e amarelo quando alterada pelo intemperismo. A *magnetita* forma porfiroblastos octaédricos, subidioblásticos, de cor preta a metálica, variando de 0,2 a 1 mm. O *talco* é raro, e se encontra disseminado no meio da serpentina. Possui forma hexagonal, subidioblástico, de cor amarelo claro. A *tremolita* constitui agregados de cristais prismáticos alongados, idioblásticos, com hábito acicular. Os cristais têm cor verde claro a escuro, são translúcidos e variam de 0,5 a 1,5 mm. A tremolita forma agregados de cristais intersticiais, envoltos por uma massa de serpentina.

Intercalados com os serpentinitos existem corpos subordinados de xistos magnesianos (figs. 7C a 7F). Estes xistos constituem corpos de espessura centimétricas a métricas de talco-tremolita xistos e talco-clinocloro-tremolita xistos. As rochas apresentam cor verde a cinza esverdeado escuro, variando para tons de cinza amarelado quando alterados. Apresentam estrutura xistosa com intensa orientação de tremolita, talco e clorita. A textura principal é nematoblástica média a grossa (0,5 a 3 mm) marcada pela orientação da tremolita. De modo subordinado, observa-se a textura lepidoblástica média a grossa, com a orientação do talco e do clinocloro.

A mineralogia é composta predominantemente por tremolita (70-80 %), ocorrendo ainda magnetita (3-5 %), talco (5-10 %) e clinocloro (5-10 %). A *tremolita* constitui agregados de cristais prismáticos alongados, idioblásticos, com hábito acicular. Os cristais têm cor verde claro a escuro, são translúcidos e variam de 0,5 a 3 mm. O *talco* aparece disseminado no meio da tremolita, possui forma hexagonal, subidioblástico, e cor amarelo claro. O *clinocloro* ocorre disseminado no meio da tremolita e do talco, possui forma hexagonal, subidioblástico, cor verde escuro. A *magnetita* forma porfiroblastos de formas octaédricas, subidioblásticos, cor preta a metálica, variando de 0,2 a 1 mm.

Em lâmina delgada, os serpentinitos mostram em geral textura *mesh* caracterizada por fragmentos variados de pseudomorfos de cristais de olivina e ortopiroxênio(?) intensamente fraturados e afetados pela serpentinização (figs. 8C, 8D, 10A a 10D). Nos espaços intersticiais são encontrados cristais de magnetita com formas irregulares a octaédricas, subidioblásticas. Também se observa a textura blastoequigranular idiomórfica caracterizada por cristais de olivina de formas globulares com tamanhos entre 0,5 e 1 mm parcialmente serpentinizados e envoltos por finos filmes de magnetita irregulares.

Em áreas contínuas os serpentinitos estão afetados por intenso rendilhame de finos veios e formas lenticulares irregulares ricas em quartzo microcristalino e calcedônia. Os serpentinitos que estão intensamente afetados por estes processos metassomáticos de silicificação são definidos como Birbiritos (Esteban *et al.* 2011). Os birbiritos são compostos predominantemente por quartzo microcristalino e veios quartzo e calcedônia, com serpentina, magnetita, carbonato, pirita e marcassita como minerais acessórios. Apresentam textura irregular a malhada, com núcleos de quartzo micro e criptocristalinos e bordos límpidos com fibras entrelaçadas de quartzo microcristalino. Os bordos contêm, ocasionalmente, agregados esferulíticos com crescimento sintaxial. Também é comum a preservação de relictos de texturas próprias dos serpentinitos, como texturas do tipo “*mesh*”, malhadas, bastitas, assim como a presença de grãos reliquiares de olivina.

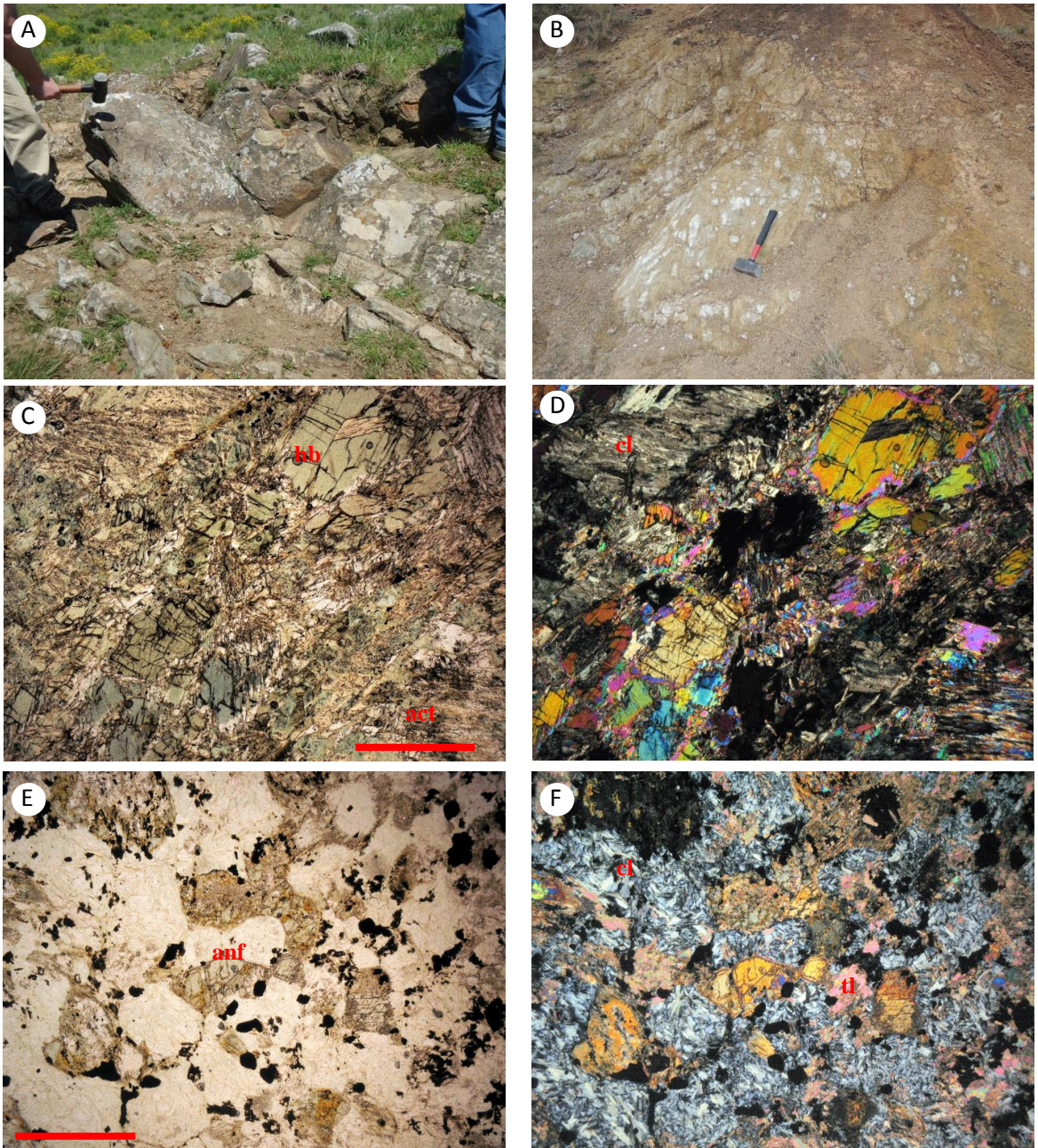


Figura 7 - Ultramáficas: A) talco-tremolita-xisto (RL-21). B) Tremolita-actinolita-xisto (EL-25). C) textura granonematoblástica média a fina (4 a 0,5 mm), com orientação dos cristais subidioblásticos a aciculares de hornblenda (hb) e actinolita (act) e massa de clorita magnesiana (cl). Técnica de LN, aumento de 25X, com escala gráfica de 1 mm; amostra EL-25-B1. D) mesma amostra, porém em técnica de LP. E) textura cumulática reliquiar com cristais de anfíbólio (anf) substituindo relictos de piroxênios e olivinas em massa de clorita (cl) e talco (tl). Técnica de LN, aumento de 25X, com escala gráfica de 1 mm; amostra RL-21B. F) mesma amostra anterior, porém em técnica de LP.

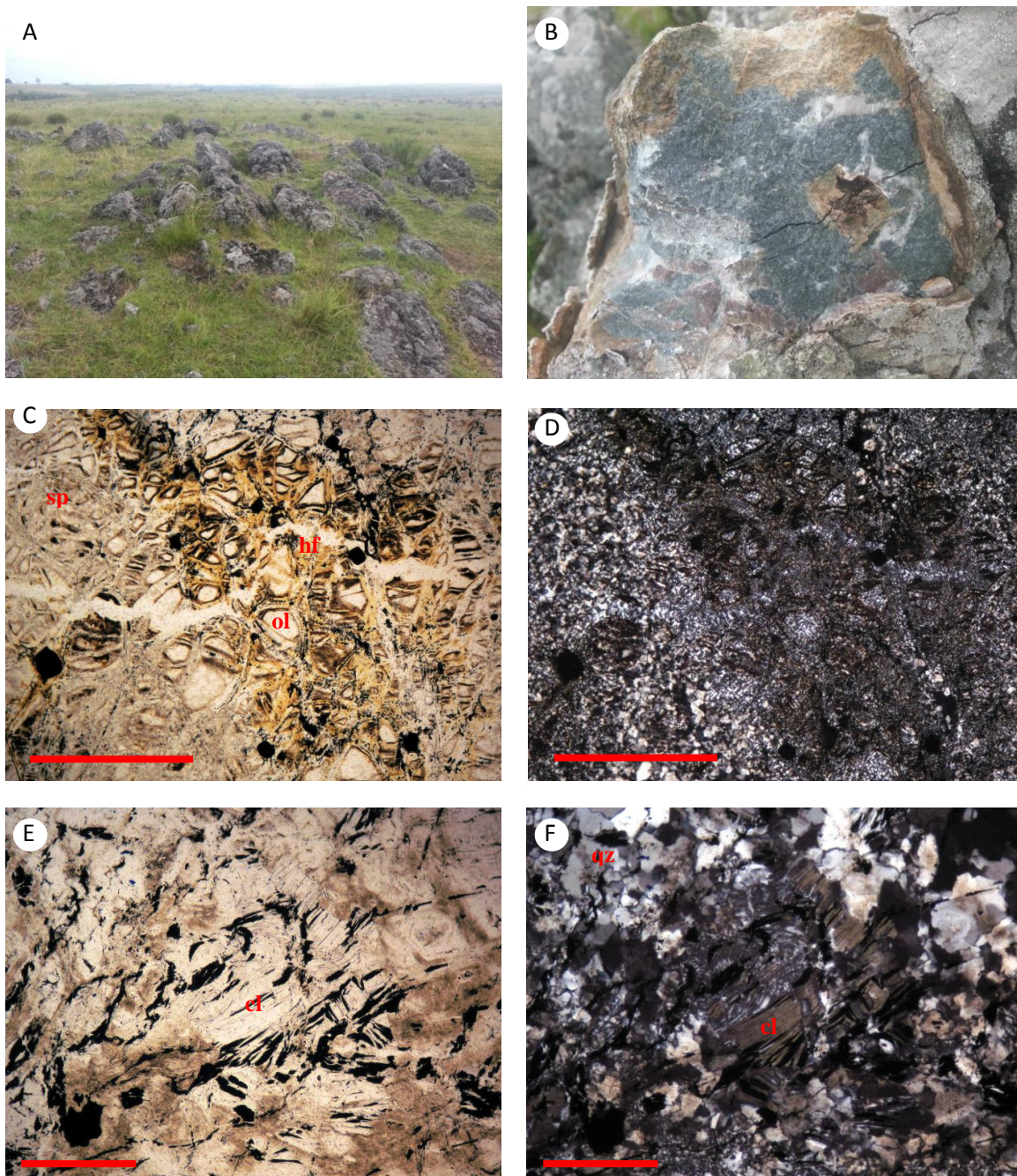


Figura 8 - Birbiritos: A) aspecto das cristas (RL-57). B) detalhe macroscópico, destacam-se veios de silica; coloração cinza escuro esverdeado (RL-58). C) D) E) F) fotomicrografias C) aspecto textural geral da rocha, com relictos da textura mesh, onde se observam glóbulos de olivina pseudomorfa (ol) com quartzos margeados por óxidos e hidróxidos de ferro (material alaranjado - hf) e serpentina pseudomorfa com quartzo (sp). Técnica de LN, aumento de 40X, com escala gráfica de 1 mm; amostra RL-57A D) mesma amostra, porém em técnica de LP, onde pode ser observado o arranjo entre quartzo e calcedônia. Técnica de LP com mesmo aumento e escala gráfica de C. E) – detalhe da clorita, perfeitamente incolor e com planos de clivagens dilatados, com íntima associação com minerais opacos. Técnica de LN, aumento de 100X, com escala gráfica de 0,5 mm; amostra RL-61 F) mesma amostra, porém em técnica de LP, onde se observa a total substituição da rocha por quartzo (qz) e calcedônia. Técnica em LP, escala gráfica 0,5mm.

3.1.1.5 - Corpos Metamáfico-Ultramáficos Acamadados

Os corpos metamáfico-ultramáficos acamadados afloram como campos de matacões com algumas dezenas de metros de extensão. Os matacões possuem entre 30 cm e 1 metro de diâmetro e formas subangulosas. Os afloramentos são muito raros, sendo que o melhor destes é um corte de coxilha para a construção de taipa de açude (figs. 9 e 10). Na exposição, observa-se um corte contínuo com cerca de 80 metros de comprimento e entre 4 e 10 metros de altura. As rochas estão alteradas, mas ainda conservam perfeitamente as estruturas primárias. Neste afloramento observa-se estrutura acamadada com gradação de metaanortositos, metaleucogabros, metagabros, metapiroxenitos, talco-tremolita xistos e metaperidotitos serpentinizados.

A camada superior de metaleucogabro é a mais expressiva e possui cerca de 7 metros de espessura. Logo abaixo ocorre camada de metagabros de 2 metros e, mais abaixo, camada metapiroxenitos com aproximadamente 30 a 40 cm. Abaixo deste nível máfico existe uma camada inferior de talco-tremolita xistos de 1 metro de espessura, e mais abaixo, metaperidotito serpentizado com cerca de 5 metros de espessura. As rochas constituem camadas concordantes, orientadas segundo a direção N30-50°W com mergulho entre 30° e 40° para SW.

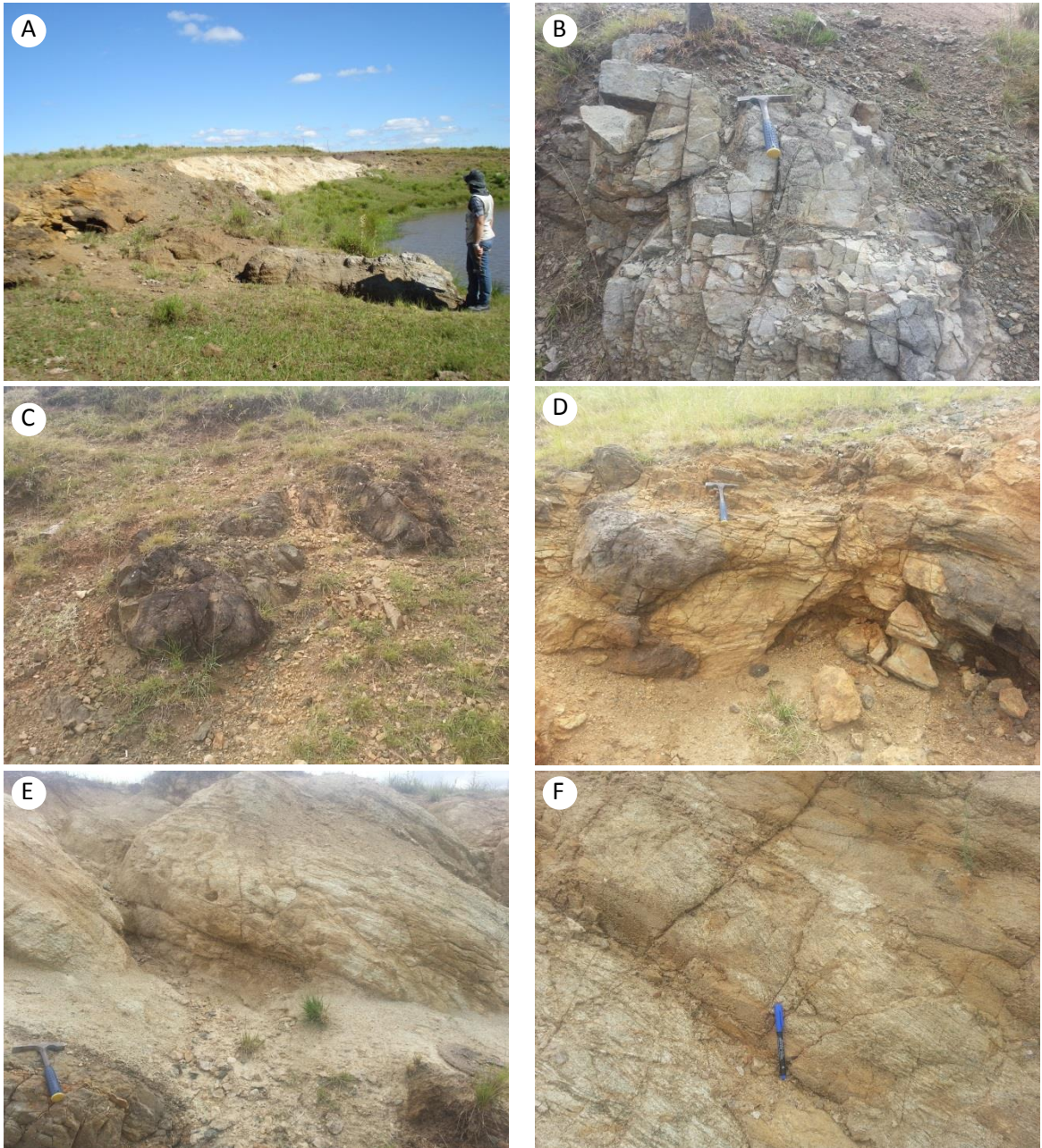


Figura 9 - Complexo máfico - ultramáfico acamadado (RL-51). A) - Vista geral do afloramento; à esquerda, porções mais ultramáficas, passando para rochas anortosíticas à direita. B) dunito serpentizado C) metapiroxênito. D) talco-tremolita-xisto. E) contato entre talco-tremolita-xisto e leucogabro F) leucogabro com estrutura magmática primária preservada.

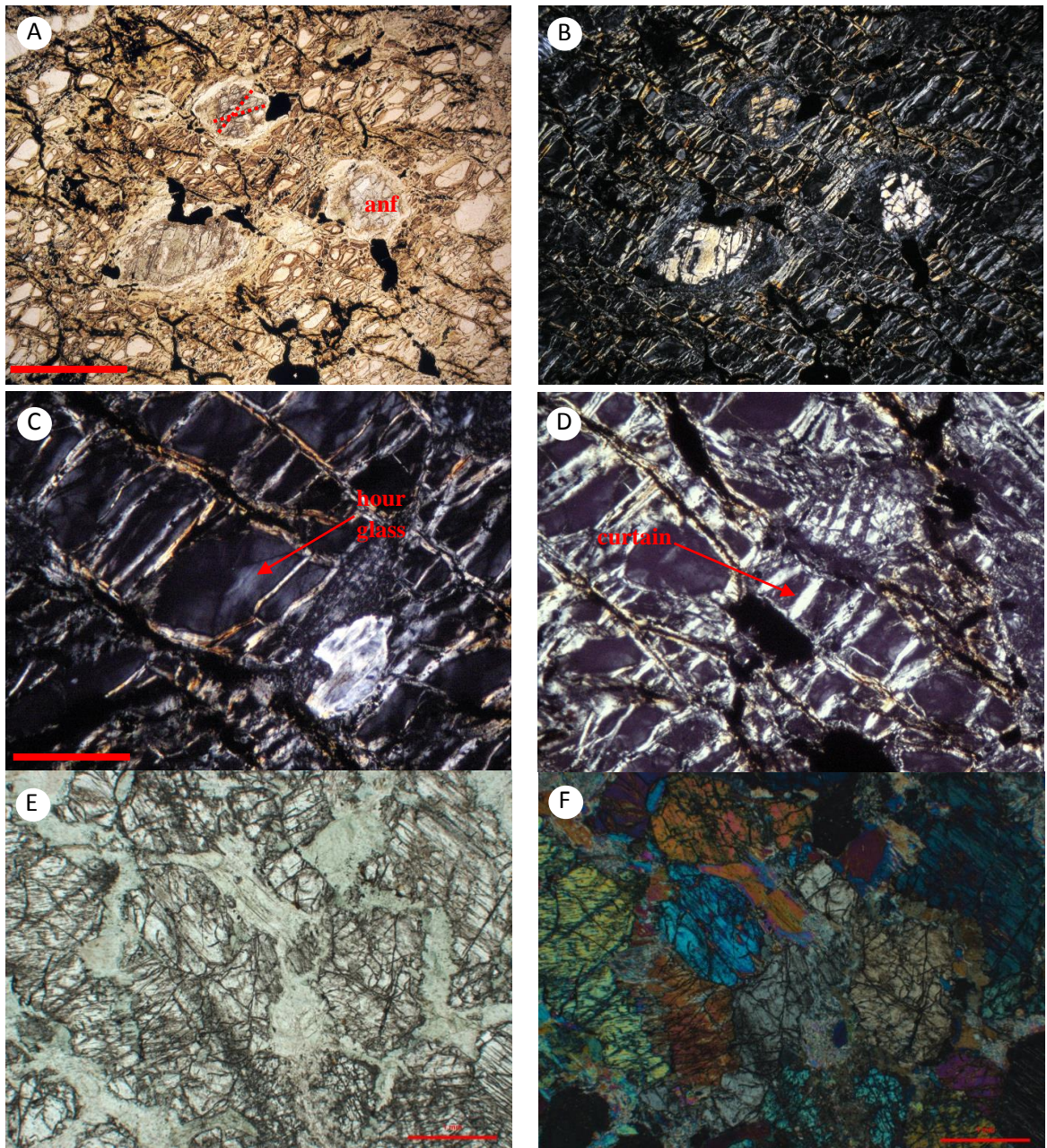


Figura 10 - Complexo máfico - ultramáfico acamadado – Fotomicrografias amostra RL 51. A) textura *mesh* reliquiar, com raros anfibólios (anf) em meio a serpentina. Na seção do anfibólio da porção superior, à esquerda na foto, estão destacadas as duas séries de clivagens a 120° , características deste mineral. Técnica de LN, aumento de 50X, escala gráfica de 1 mm. B) – mesma amostra, porém em técnica de LP. C) predomínio da textura *mesh* reliquiar, mostrando detalhe da textura em *hourglass* na serpentina. Técnica de LP, aumento de 100X, escala gráfica de 0,5 mm. D) textura *mesh*, com detalhe na textura *curtain*, típica de serpentinitos. Técnica em LP, aumento de 50X, escala gráfica de 1 mm. E) piroxenito, onde se destaca a substituição do piroxênio por anfibólio. F) mesma amostra, porém em LP.

3.1.1.6 - Metaleucogabro

O metaleucogabro é a unidade mais abundante. Possuem cor esbranquiçada com pontuações pretas dadas por cristais intersticiais de clinopiroxênio e hornblenda. As rochas mostram bandamento irregular e descontínuo definido por trilhas de

agregados de cristais de minerais máficos. Este bandamento apresenta variações internas bem definidas, com repetição de camadas internas com estruturas distintas como será descrito a seguir. Na parte superior e inferior das camadas ocorrem níveis contínuos de 5 a 15 cm de espessura com estrutura plano-paralela. Neste caso o bandamento está definido pela alternância de bandas máficas e félsicas contínuas e regulares com espessuras entre 1 e 5 mm. Logo abaixo aparece outro nível com cerca de 20 e 30 cm de espessura, com estrutura interna do tipo cruzada acanalada, onde o traço da estrutura é definido por trilhas descontínuas de minerais máficos. Esta organização de camadas internas com estruturas variáveis é observada em toda a camada de metaleucogabro.

Os metaleucogabros possuem cor esbranquiçada com pontuações pretas a verdes dadas por minerais máficos, exibindo tonalidades castanho-alaranjadas quando alterado. O bandamento é bem definido e ressaltado pela presença de agregados de hornblenda e/ou de diopsídio. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média a grossa (0,3 a 1 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio e minerais máficos, com limites retos e bem definidos. Também se observa a textura nematoblástica média a grossa (0,3 a 1 mm), caracterizada pelo alinhamento de cristais subidioblásticos de hornblenda e de agregados de diopsídio.

A composição mineral é dominada por plagioclásio (75-80 %), hornblenda (7-10 %), com diopsídio (3-5 %) e minerais opacos (1-3 %). O *plagioclásio* possui cor cinza clara a esbranquiçada e forma prismática curta a poligonal equidimensional, subidioblástico, com 0,3 a 1 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos pouco alongados a equidimensionais, subidioblástico a idioblásticos, de cor verde escuro a preta, variando entre 0,3 e 1,5 mm. O *diopsídio* é intersticial e ocorre isolado ou como agregados de cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos, de cor verde escuro, translúcido, com tamanho entre 0,1 e 0,4 mm. Os minerais opacos aparecem na forma de cristais poligonais e equidimensionais, de cores pretas e intersticiais.

Todas as unidades mostram os mesmos padrões deformacionais e apresentam ampla concordância estrutural. No metaleucogabro, o bandamento (Sb_1) está deformado e foram identificadas duas fases principais de dobramento. No interior do bandamento observam-se dobras isoclinais intrafoliais (F_2), com e sem raiz. As dobras indicam que o bandamento principal nestes casos está representado por cliva-

gem de crenulação Sb_2 ou, alternativamente, este bandamento poderia ser interpretado como estrutura primária (S_0). O bandamento ainda está afetado por dobras F_3 do tipo normais com caimento, de formas fechadas a abertas e superfície axial comumente com disposição subvertical. Os eixos desta fase mergulham baixo para os quadrantes NE e SW. Esta fase de dobramentos controla as formas de relevo das unidades metamáfico-ultramáficas, caracterizado por um conjunto de cristas pouco destacadas alinhadas segundo a direção NE-SW.

Em lâmina delgada os metaleucogabros apresentam estrutura maciça definida por agregados de cristais de plagioclásio com textura granoblástica inequigranular poligonal média (0,1 a 0,4 mm). A textura é caracterizada por cristais equidimensionais e idioblásticos de plagioclásio, com espaços intersticiais ocupados por cristais isolados ou agregados de cristais de diopsídio e hornblenda e, com menor frequência, de hiperstênio. Ocorrem quantidades variáveis de cristais reliquias de plagioclásio, com formas prismáticas pouco alongadas, limites retos e tamanhos entre 0,6 e 2 mm, com zonação normal, macla polissintética e macla complexa com interpenetração.

3.1.1.7 - Metanortositos

Os metanortositos são raros e constituem camadas de espessuras centimétricas, entre 5 e 20 centímetros. Apresentam cor branca a cinza clara com pontuações pretas dadas por cristais intersticiais de clinopiroxênio e hornblenda. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média a grossa (0,3 a 1 mm) caracterizada pelo predomínio de cristais equidimensionais e idioblásticos de plagioclásio, com espaços intersticiais ocupados por cristais isolados de diopsídio e mais raramente, hiperstênio, com limites retos e bem definidos.

A composição mineral é dominada por plagioclásio (94-98 %), hornblenda (2-4 %), com diopsídio (3-5 %), hiperstênio (1 e 3 %) e minerais opacos (1 %) (figs. 11A e 11B). O *plagioclásio* possui cor cinza clara a esbranquiçada e forma prismática curta a poligonal equidimensional, subidioblástico, com 0,3 a 1 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos pouco alongados a equidimensionais, subidioblástico a idioblásticos, de cor verde escuro a preta, variando entre 0,2 e 0,5 mm. O *diopsídio* é intersticial e aparece isolado como cristais poligonais idioblásticos a subidioblásticos, de cor verde escuro, translúcido, com tamanho entre 0,1 e 0,8 mm. O *hiperstênio* é intersticial e ocorre isolado como cristais subidioblásticos, de cor rosa claro,

com tamanho entre 0,3 e 0,8 mm. Os minerais opacos formam cristais equidimensionais e intersticiais.

3.1.1.8 - Metagabro

Os metagabros possuem cor verde escura a preta, adquirindo cor castanha alaranjada quando alterado. Mostram aspecto maciço aparente, mas quando alterados observa-se que as rochas possuem bandamento. O bandamento é regular e contínuo, com espessura entre 1 e 5 mm, alternando níveis máficos de cor verde escura, ricos em diopsídio e hornblenda, com níveis félsicos ricos em plagioclásio, com pouca hornblenda e diopsídio. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média (0,2 a 0,6 mm), caracterizada por agregados de formas poligonais de cristais de plagioclásio equidimensionais e por agregados intersticiais de piroxênio e hornblenda.

A mineralogia dos metagabros é composta por plagioclásio (35-40 %), diopsídio (25-30 %), hornblenda (20-25 %) e minerais opacos (2-5 %). O *plagioclásio* ocorre como agregados de cristais de cor cinza escura, forma equidimensional irregular a poligonal, idioblásticos a subidioblásticos, com tamanhos entre 0,2 a 0,4 mm. O *diopsídio* forma cristais prismáticos e equidimensionais, idioblásticos a subidioblásticos, cor verde escuro e translúcido, varia de 0,1 a 0,3 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos e equidimensionais, cor verde escuro a preta, variando de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos são encontrados na forma de cristais intersticiais poligonais e equidimensionais, de cor preta.

Em lâmina delgada os metagabros apresentam estrutura bandada a foliação incipiente, definida por níveis descontínuos de minerais máficos de espessura milimétrica (1 mm), caracterizados por agregados de cristais de hornblenda e diopsídio crescendo nos bordos, envoltos por níveis (lentes) irregulares ricos em plagioclásio. Estes níveis apresentam textura granoblástica inequigranular poligonal média (0,1 a 0,4 mm) caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio. Verificam-se também cristais de plagioclásio reliquiares, com formas prismáticas pouco alongadas (entre 1 e 2 mm), limites retos a interlobados, zonação normal, macla polissintética e complexa com interpenetração (figs. 11C e 11D).

Esta trama é afetada por processo retrometamórfico pervasivo, marcado por fraturas finas (< 0,3 mm) preenchidas por filmes de agregados finos de anfibólio de cor azul esverdeada e forma prismática alongada a acicular, associada a agregados

finos de cristais subidioblásticos de minerais opacos, provavelmente, magnetita. Nos cristais de plagioclásio observa-se o crescimento irregular de agregados de finos cristais de epidoto.

3.1.1.9 - Metapiroxenito

O metapiroxenito apresenta cor verde escura a preta, com tonalidade castanha alaranjada quando alterado, e exibe estrutura maciça. A principal textura é granoblástica equigranular poligonal média (0,2 a 0,6 mm), caracterizada por agregados de formas poligonais de cristais de diopsídio e por agregados intersticiais de hornblenda e minerais opacos.

A mineralogia dos metapiroxenitos é composta por diopsídio (85-90 %), hornblenda (5-10 %) e minerais opacos (2-5 %). O *diopsídio* forma cristais prismáticos e equidimensionais, idioblásticos a subidioblásticos, cor verde escuro e translúcido, variando de 0,2 a 0,6 mm. A *hornblenda* forma cristais prismáticos e equidimensionais, cor verde escuro a preta, variando de 0,1 a 0,5 mm. Os minerais opacos apresentam coloração preta ocorrem na forma de cristais poligonais e equidimensionais, e intersticiais.

Em lâmina delgada, os metapiroxenitos possuem estrutura maciça, com textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular média a grossa (1,0 a 1,5 mm). São compostos por cristais equidimensionais e poligonais de diopsídio com espaços intersticiais ocupados por cristais isolados de espinélio verde, poucos cristais de hornblenda e de ortopiroxênio (hiperstênio) (figs. 11E e 11F).

O *Diopsídio* é o principal mineral da rocha, com formas prismáticas pouco alongadas a poligonais, incolor, variando de 0,2 a 1 mm. Os cristais de diopsídio aparecem de modo isolado ou associado com agregados de cristais de hornblenda. O *espinélio* é a *picotita*, sendo encontrado em concentrações variáveis, entretanto, comumente é um dos minerais mais importantes da rocha. Ocorre como agregados de cristais intersticiais, com formas prismáticas pouco alongadas a equidimensionais e/ou poligonais. Apresenta cor verde e caráter isotrópico. A *hornblenda* tem formas prismáticas alongadas a poligonais, de cor verde, variando de 0,2 a 0,8 mm. Os cristais de hiperstênio são subordinados, exibindo formas poligonais e comprimento entre 0,1 a 0,3 mm. São encontrados nos bordos dos cristais de diopsídio e estão associados ao aumento progressivo da temperatura.

A rocha está recortada por amplo fraturamento com disposição irregular. O diopsídio está afetado por evento incipiente de retrometamorfismo, com crescimento de agregado de cristais aciculares de anfibólio verde (actinolita), e por agregados de cristais aciculares de anfibólio incolor, provavelmente tremolita, acompanhados por agregados de epidoto e/ou carbonato.

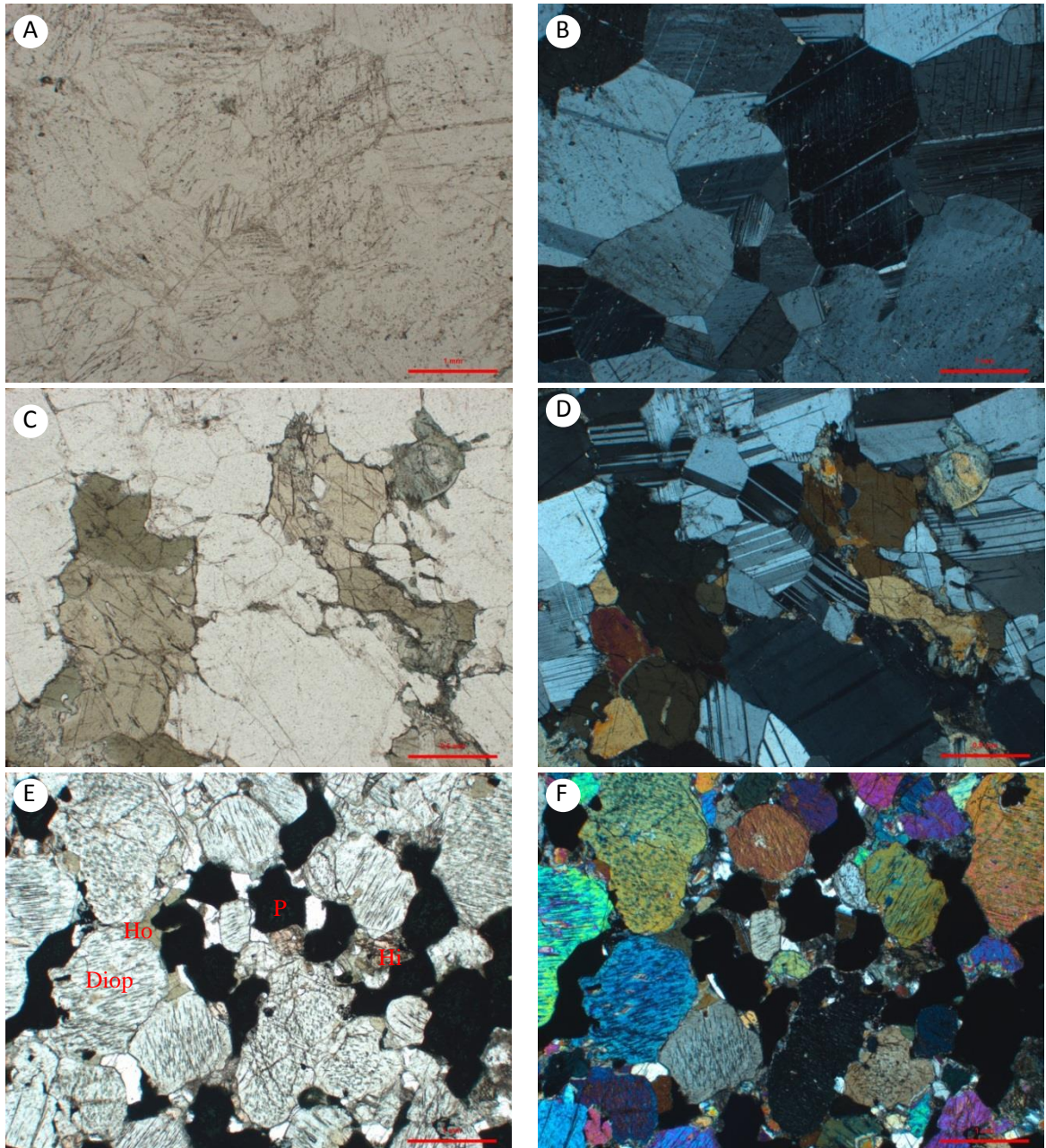


Figura 11 A) – Metanortositos – Fotomicrografias. A) a textura principal é granoblástica equigranular poligonal média a grossa (0,3 a 1 mm), caracterizada pelo predomínio de cristais equidimensionais e idioblásticos de plagioclásio, amostra RL 46A. B) mesma amostra, em LP C) meta-leucogabro, textura granoblástica inequigranular poligonal média (0,1 a 0,4 mm), o principal mineral máfico é a hornblenda, amostra RL-46B. D) mesma amostra, em LP, com destaque para a macla polissintética. E) metapiroxênito com textura granoblástica poligonal, com cristais xenoblásticos; destaca-se a mineralogia composta por diopsídio (Diop), hiperstênio (Hi), picotita (P), hornblenda (Hi), amostra RL-60. F) mesma amostra, em LP.

3.1.1.10 - Metaperidotito serpentizado

Os metaperidotitos serpentizados afloram como pequenos lajeados e alguns campos de matacões com alguns metros de extensão. Os matacões possuem entre 30 cm e 1 metro de diâmetro, com formas subangulosas e apresentam-se intensamente fraturados. Os metaperidotitos serpentizados estão expostos na camada mais basal do afloramento. As áreas possuem formas alongadas segundo a direção NW-SE e mostram continuidade em planta.

Os metaperidotitos serpentizados apresentam cor preta, marrom e cinza escuro, variando para tons cinza-esverdeados a cinza-amarelado quando alterados. Apresentam estrutura maciça com intenso fraturamento interno. As fraturas são irregulares, possuem formas curvilíneas a retilíneas e mostram espaçamento entre 5 e 20 cm.

A textura principal é do tipo “*mesh*”, que apresenta aspecto maciço, com pseudomorfos de cristais de minerais máficos, provavelmente de olivina e piroxênio, intensamente recortados por rendilhames de fraturas, de escala meso a submicroscópica. As fraturas são muito finas, com espessura entre 0,1 e 0,5 mm, comumente preenchidas por calcita e/ou quartzo.

A mineralogia é composta predominantemente por serpentina (85-95 %), aparecendo ainda magnetita (3-7 %) e tremolita (5-7 %). A *serpentina* constitui uma massa de granulação fina, cor preta, que adquire tons de verde escuro, verde claro e amarelo quando alterada pelo intemperismo. A *magnetita* forma porfiroblastos octaédricos, subidioblásticos, cor preta a metálica, variando de 0,2 a 1 mm. A *tremolita* constitui agregados de cristais prismáticos alongados, idioblásticos, com hábito acicular. Os cristais têm cor verde claro a escuro, são translúcidos e variam de 0,5 a 1,5 mm. A tremolita surge como agregados de cristais intersticiais, envoltos por uma massa de serpentina.

3.1.2. SUÍTE SANTO AFONSO (SSA)

A Suíte Santo Afonso é composta por granitóides de composição monzogranítica, com menor frequência sienogranítica e diorítica (fig. 12). Os termos monzograníticos são amplamente predominantes, enquanto os sienogranitos aparecem de modo muito subordinado na forma de corpos tabulares, dispostos em diversas orientações e com espessuras em geral, entre 5 e 30 centímetros, podendo atingir até 1

a 2 metros. Os termos dioríticos constituem pequenos enclaves microdioríticos no interior dos monzogranitos.

A estrutura dos granitos comumente é maciça, entretanto observa-se em diversas exposições uma foliação de forma definida pela orientação dimensional dos megacristais de K-feldspato e de agregados de biotita.

3.1.2.1 - Monzogranitos Porfíricos

Os *Monzogranitos* têm cor cinza claro com pontuações de cor laranja a rosa definida por megacristais de K-feldspato. Quando alterados vão adquirindo cores rosadas a alaranjadas. A principal textura é a porfírica, caracterizada por elevada concentração de megacristais de Kf imersos em matriz equigranular média a grossa (3 a 8 mm) com plagioclásio, quartzo e biotita.

A mineralogia dos monzogranitos é composta por K-feldspato (45-50 %), plagioclásio (15-20 %), quartzo (25-30 %), biotita (5-7 %), hornblenda (1-2 %) e minerais opacos (1-2 %). O K-feldspato é o principal mineral da rocha, encontrado como megacristais de 2 a 5 cm, de cor rosa a laranja, forma prismática alongada, subédrico a euédrico. Mostra padrão de zonação normal, e filmes muito finos de mesoperititas (0.1 mm). Contém inclusões de plagioclásio e biotita. O *plagioclásio* possui cor branca e forma prismática curta a quadrática, euédrico a subédrico, varia de 5 a 15 mm. O *quartzo* aparece na forma de cristais intersticiais e amebóides, incolor, variando de 2 a 7 mm. A *biotita* é intersticial e forma agregados de cristais hexagonais, subédricos, de cor preta, com tamanhos entre 0,5 e 1,5 mm. A *hornblenda* é rara, na forma de cristais prismáticos pouco alongados, de cor verde escuro a preta, variando entre 0,3 e 0,5 mm. Os minerais opacos são encontrados na forma de cristais octaédricos, de cor preta e intersticiais.

3.1.2.2 - Sienogranitos

Os *Sienogranitos* têm cor rosa claro e estrutura maciça. Quando alterados vão adquirindo cores esbranquiçadas. A principal textura é equigranular hipidiomórfica, variável de fina a grossa (1 a 10 mm), caracterizada por cristais equidimensionais de K-feldspato e quartzo, com rara ocorrência de biotita.

A mineralogia dos sienogranitos é composta por K-feldspato (65-70 %), plagioclásio (1-2 %), quartzo (25-30 %), biotita (1-2 %). O K-feldspato é o principal mineral da rocha, ocorrendo como cristais de 2 a 10 mm, de cor rosa a laranja, forma

prismática equidimensional, subédrico a anédrico. O *plagioclásio* é raro, possui cor branca e forma prismática quadrática, euédrico a subédrico, varia de 1 a 2 mm. O *quartzo* forma cristais intersticiais e amebóides, incolor, variando de 2 a 7 mm. A *biotita* é muito rara, intersticial e é encontrada como cristais hexagonais, subédricos, de cor preta, com tamanhos entre 0.2 e 0.5 mm.

3.1.2.3 - Dioritos

Os *Dioritos* não chegam a constituir corpos individualizáveis, formando com enclaves microdioríticos de formas arredondadas a elípticas, variando em geral entre 5 e 20 centímetros. Os dioritos têm cor preta, e quando alterados apresentam cores alaranjadas. A estrutura em geral é maciça, entretanto, podem mostrar foliação de fluxo magmático. A principal textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (<1 a 2 mm), caracterizada por cristais equidimensionais de plagioclásio e hornblenda.

A mineralogia dos dioritos é composta por plagioclásio (40-45 %), hornblenda (55-60 %) e minerais opacos (1-2 %). A hornblenda é o principal mineral da rocha, ocorrendo como cristais em geral de 1 a 2 mm, cor preta, forma prismática alongada, subédrica a euédrica. O *plagioclásio* tem cor branca e forma prismática quadrática, euédrico a subédrico, com tamanho em geral inferior a 1 mm.

Em lâmina delgada, a amostra se apresenta com textura protomilonítica, com cerca de 50 - 80% de clastos onde se destacam porfiroclastos de feldspato alcalino de grão grosso (2 cm) em matriz de grão médio a fino, com cristais de 0,5 a 5 mm. O granito Santo Afonso é composto por plagioclásio 25-60%, feldspato alcalino 15-35, quartzo 10 – 25% (fig. 13). Hornblenda e biotita cloritizada também são encontradas. Nesta última, pode ser observada incipiente recristalização xenomórfica de grão fino (menor que 0,2 mm) decorrente do metamorfismo dinâmico, que também fratura e deforma os cristais. Como acessórios ocorrem: abundante titanita euédrica, opacos, apatita e zircão. Com minerais secundários destacam-se a clorita, resultado da alteração da biotita, sericita, da hidratação dos feldspatos e o epidoto do tipo pistacita que preenche veios e acompanha a clorita.

O *plagioclásio*, mineral mais abundante, ocorre turvo e está fortemente alterado, com oxidação e sericitização, mostra hábito prismático de grão médio a fino, 3mm a 0,5mm, por vezes zonado, localmente estirados e com planos de macla ver-

gados, com bordas serrilhadas e redução do tamanho do grão formando uma matriz fina. Subordinadamente ocorre como albita na forma de pertitas.

O *ortoclásio micropertítico* ocorre principalmente como porfiroclastos prismáticos a arredondados de grão grosso, com até 2 cm, incolor a turvo, devido a oxidação e recortado por veios de quartzo, clorita e epidoto. Na matriz o ortoclásio ocorre prismático a localmente anédrico, devido a deformação, com grão médio a fino (1mm a 0,2mm). as maclas são raras, assim como as pertitas, o que distingue os feldspato alcalino do plagioclásio é que o primeiro encontra-se menos alterado. A birrefringência é baixa, com cores cinza de primeira ordem, extinção oblíqua e caráter ótico é biaxial negativo.

O *quartzo*, reconhecido pelo conjunto de suas propriedades óticas, ocorre incolor e límpido, anédrico, com grão médio a fino (7mm a 1mm), intersticial.

Os minerais varietais são a hornblenda e a biotita. A *hornblenda* tem grão médio a fino, inferior a 2,0 mm, apresenta as duas séries de clivagens basais que são características, além de pleocroísmo forte em tons de verde. Em nicóis cruzados mostra birrefringência alta, com cores de interferência de segunda a terceira ordem; ângulo de extinção máximo de 15° de acordo com os planos de clivagens ou de macla. Em luz convergente o caráter ótico é biaxial negativo.

A *biotita* ocorre parcial a totalmente cloritizada, sendo este último mais frequente, mostra pleocroísmo em tons de verde, ocorrendo em geral associadas a hornblenda, como lamelas de grão é médio a fino, 1,0 mm a 0,5mm. A clivagem é excelente e localmente encontra-se dilatada pela oxidação, onde os opacos secundários distribuem-se na forma de pequenos glóbulos. Quando a cloritização é total a birrefringência é azul, anômala, típica das variedades férricas e a extinção é reta.

Os minerais acessórios são: titanita euédrica, com cor castanha e hábito losangular característico; opacos; apatita e zircão que são também euédricos e ocorrem com inclusões preferencialmente nos máficos.

Os minerais secundários encontrados são: clorita e mica branca. O primeiro resulta da alteração da biotita. Já a sericita resulta da hidratação dos feldspatos.

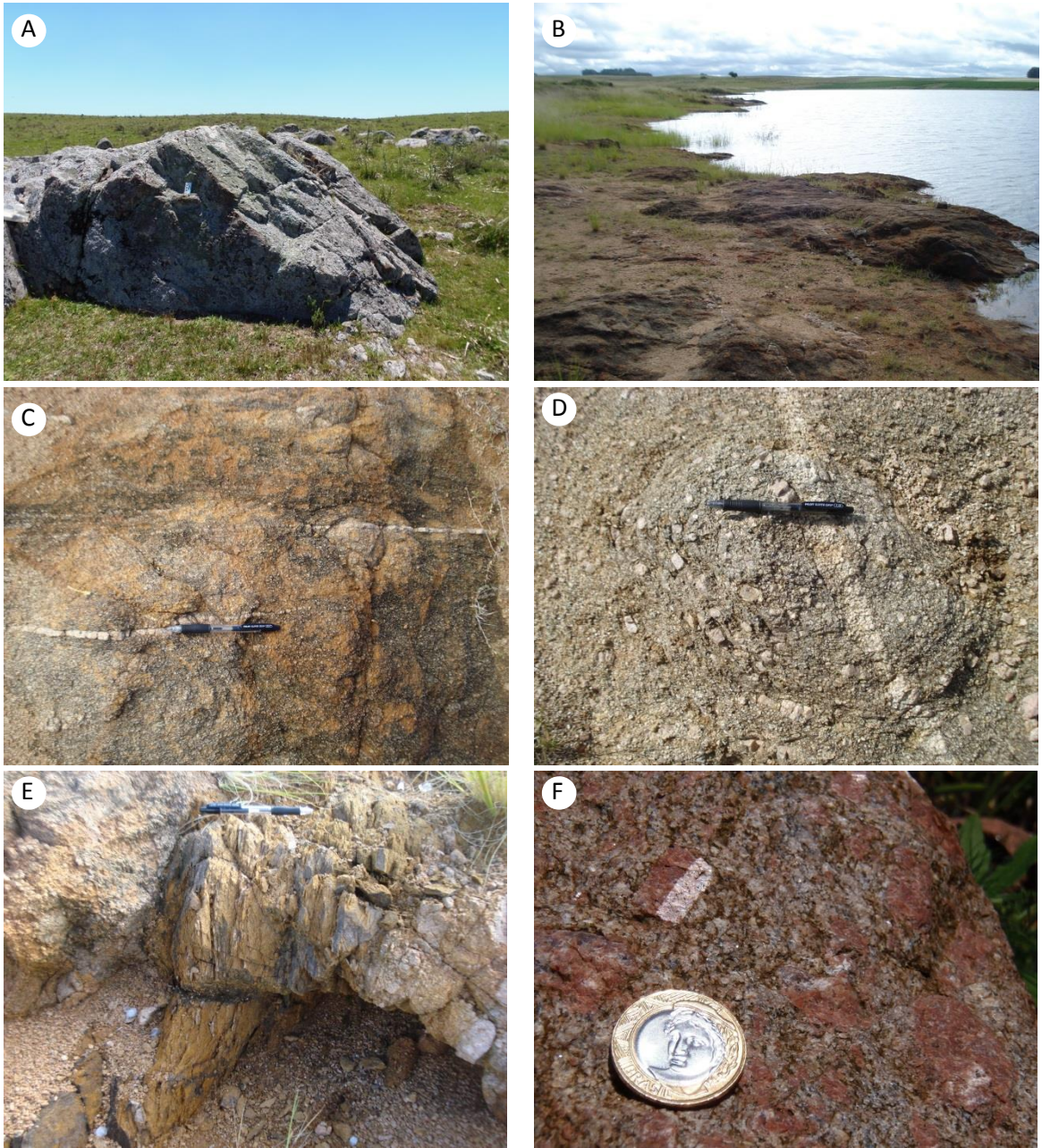


Figura 12 - Granito Santo Afonso. A) vista geral do afloramento RL-23. B) vista geral do afloramento RL-89. C) detalhe do granito, com destaque a presença de veios de quartzo, (RL-89). D) Detalhe do granito, com destaque a disjunção esférica e a presença de fenocristais de feldspato alcalino (RL-93). E) dique de composição básica, cortando o granito (RL-89). F) detalhe dos fenocristais de feldspato alcalino (RL-23).

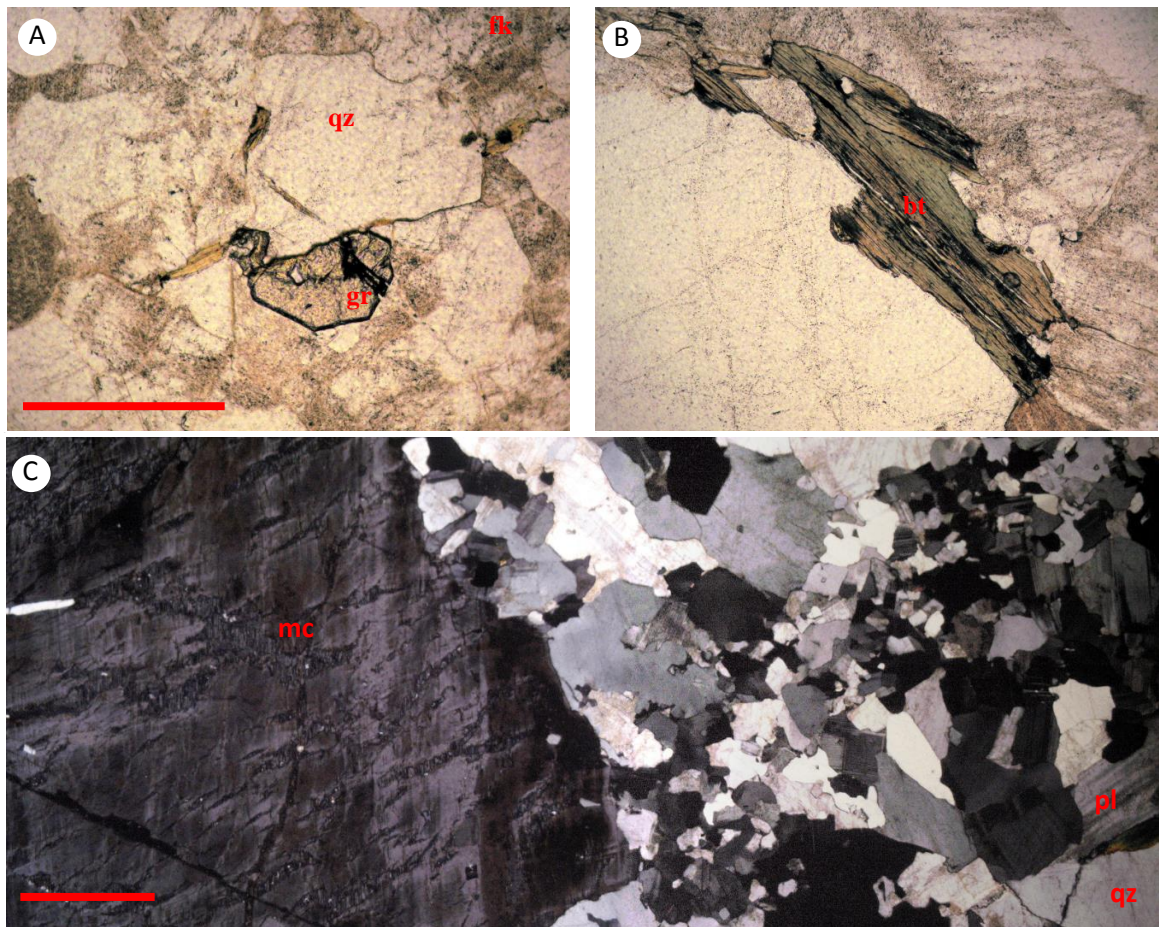


Figura 13 - Granito Santo Afonso – Fotomicrografias. A) destaque para a granada (gr) de grão fino, subédrica, cercada por quartzo (grãos límpidos - qz), feldspatos (cristais turvos) e diminuta lamela de biotita. Técnica de LN, aumento de 100X, com escala gráfica de 0,5 mm. B - detalhe de um dos poucos cristais de biotita encontrado na rocha, o mineral apresenta cloritização parcial ao longo dos planos de clivagem. Técnica de LN, aumento de 100X, com escala gráfica de 0,5 mm. C) fotomicrografia panorâmica, com destaque para o porfiroclasto de microclínio micropertítico (mc) de grão grosso, cercado por matriz quartzo feldspática média a fina. Técnica de LP, aumento de 25X, com escala gráfica de 0,5 mm.

3.1.3. GRANITO DOM PEDRITO

Aflora como corpo único situado no limite leste da Folha Igrejinha, ocupando área de 2,78 km², com forma alongada segundo a direção SW-NE. Está encaixado em rochas gnáissicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, parcialmente junto ao contato entre as unidades granítica e máfica deste complexo. No limite da folha é recoberto por arenitos da Formação Rio Bonito (fig. 14A).

O granito Dom Pedrito exhibe coloração castanha a rósea, granulação média a grossa, e maciço. É composto por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e, em menores proporções, por biotita, anfibólio e pirita (RL-92, 110 e 112) (fig. 14B).

Em lâmina (RL-109), apresenta textura equigranular hipidiomórfica de grão médio a fino, com cristais inferiores a 2 mm, constituída de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino e biotita. Os minerais acessórios são: titanita, zircão, apatita (rara) e minerais opacos. Epidoto, clorita e mica branca são os minerais secundários (figs. 14C a 14E).

O *quartzo* é incolor e límpido, de grão médio, com diâmetro em torno de 1,5 a 2,0 mm, com formas predominantemente intersticiais. Exibe incipiente deformação, indicada por extinção ondulante e franjas de subgrãos ao longo dos contatos dos grãos com limites serrilhados. Sob nicóis cruzados, a birrefringência é baixa, com cores cinza de primeira ordem e o caráter óptico é biaxial, com ângulo $2V$ inferior a 20° , positivo.

O *plagioclásio* tem aspecto turvo e está frequentemente zonado, com alteração seletiva do núcleo dos cristais, parcialmente oxidados e transformados para mica branca (sericita) e raramente epidoto. Aparece principalmente como grãos subédricos a anédricos, por vezes intersticiais, com comprimento inferior a 2 mm, caracterizando grão médio a fino. O teor de An, determinado pelo método de Michel-Lévy, é de 12 a 20%, classificando o mineral no intervalo do oligoclásio. Foram observadas texturas mirmequíticas, com intercrescimentos de quartzo vermiforme no plagioclásio, quando em contato com o feldspato alcalino. Por vezes formam-se lobos e agrupamentos projetados no interior dos feldspatos alcalinos. A textura é atribuída a reações do estado sólido que acompanham a deformação dos feldspatos (Vernon & Clarke, 2008). Subordinadamente ocorre como albita, na forma de pertitas. Em ambos os casos apresenta birrefringência baixa, com cores de interferência cinza de primeira ordem. A extinção é oblíqua com valor máximo de 11° medido a partir do maior alongamento dos cristais ou dos geminados albita, encontrados em abundância. Em luz convergente o caráter óptico é biaxial positivo.

O *feldspato alcalino* é predominantemente de grão médio, com dimensões em torno de 1,5 mm, subédrico, prismático, a localmente anédrico e está turvo devido à oxidação. Sob nicóis cruzados apresenta macla de Carlsbad e com menor frequência à combinação Carlsbad e albita-periclina, indicando microclinização parcial. As pertitas estão presentes na forma de barras e gotículas. A textura é poiquilítica, com inclusões precoces diminutas de plagioclásio subédrico e quartzo arredondado, além de finas palhetas de biotita, sugerindo a presença do feldspato alcalino durante todo o processo de cristalização. A birrefringência é baixa, com cores cinza de pri-

meira ordem e o ângulo de extinção, segundo o plano de macla, é de cerca de 30°. O caráter óptico é biaxial negativo.

O mineral varietal presente é a *biotita*, com cor castanha avermelhada a castanha clara, sob a forma de lamelas com forte pleocroísmo direto, isoladas ou como agregados. O grão é fino, com cerca de 1 a 0,5 mm. Com frequência, a biotita se apresenta parcialmente cloritizada, intercalada entre lamelas de biotita e clorita na mesma direção óptica. A clorita tem pleocroísmo em tons de verde e birrefringência anômala, de cor azulada, indicando a variedade penina. Com frequência se verifica crescimento epitaxial com a muscovita fina, resultante da alteração.

Os minerais acessórios são: titanita, zircão, apatita (rara) e minerais opacos. O zircão e a apatita são euédricos, na forma de diminutos cristais inclusos na biotita. Já as titanitas ocorrem como minerais globulares associados aos opacos (Fotomicrografia 2a).

A composição mineralógica modal é: quartzo 40%, plagioclásio 35%, feldspato alcalino 22%, biotita (cloritizada) 3%; opacos, titanita, zircão e apatita ocorrem como traços. A composição coloca a rocha no campo dos *monzogranitos* (de Streckeisen, 1976). As feições texturais apontam para a cristalização deste granito em condições de *hipersolvus*, em zonas médias a profundas da crosta. A presença de mirmequitas, microclinização do feldspato alcalino e extinção ondulante no quartzo indicam alguma deformação dinâmica.

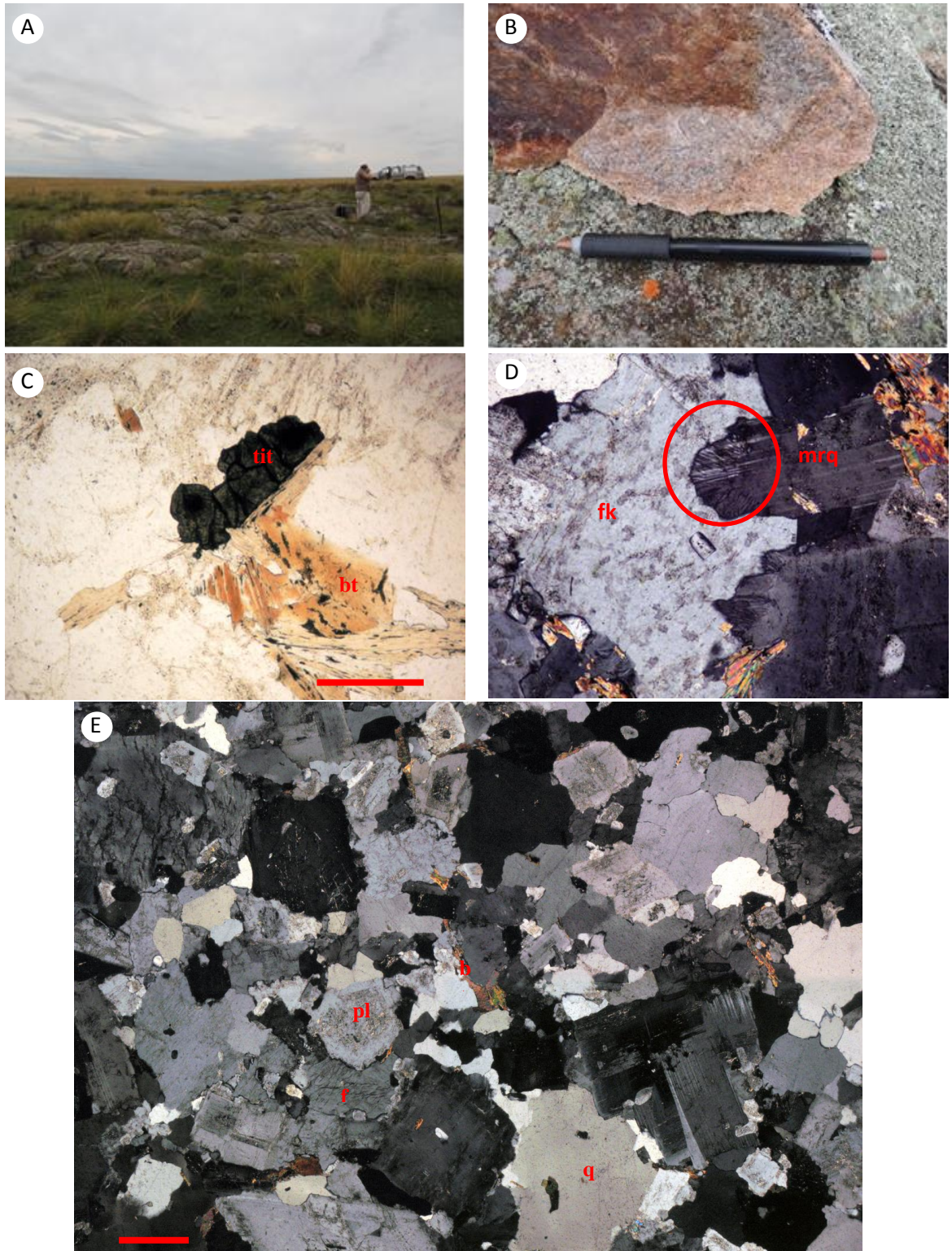


Figura 14 - Granito Dom Pedrito – afloramento RL-109. A) vista geral do afloramento. B) detalhe em fratura fresca. C) D) E) Fotomicrografias: C) destaque aos glóbulos de titanita (tit) junto à biotita vermelha (bt). Técnica de LN, aumento de 100X, com escala gráfica de 0,25 mm D) intercrescimentos mirmequíticos no plagioclásio (mrq) quando em contato com feldspato alcalino (fk). Técnica de LP, com mesmo aumento e escala gráfica E) panorâmica onde se observa a textura equigranular hipidiomórfica média a fina constituída de quartzo intersticial (qz), plagioclásio zonado (pl), feldspato alcalino micropertítico e biotita. Técnica de LP, aumento de 25X, com escala gráfica de 1,0 mm.

3.1.4. Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã possui registro composto por rochas sedimentares e vulcânicas inseridas sobre o Escudo Sul-rio-grandense, com idades que abrangem o Neoproterozóico (Ediacarano) até o Cambriano. Sua classificação tectônica teve diversas interpretações ao longo do tempo em que foi estudada, sendo-lhe conferidas classificações como bacia molássica relacionada ao Ciclo Brasileiro por Almeida (1969), Fragoso Cesar et al. (1982 e 1985), Lavina et al. (1985), Faccini et al. (1987) e Paim et al. (1992 e 1995); como bacia transcorrente por Oliveira e Fernandes (1991); como tipo rift (Fragoso Cesar et al. 2000 e 2003) e como desenvolvida durante os estágios sin a tardi-orogênicos do Ciclo Brasileiro como bacia de retroarco, por Chemale Jr. (2000).

Paim et al. (2000) dividiram a Bacia do Camaquã em quatro sub-bacias: Taquarembó/Ramada, Santa Bárbara, Guaritas e Piquiri/Arroio Boicí. Também, consideraram o conjunto sedimentar e vulcânico como compondo unidade de maior hierarquia, denominada Alosupergrupo Camaquã, que por sua vez foi subdividido em cinco Alogrupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas, cujos limites se caracterizam pela presença de discordâncias angulares.

Na Folha Igrejinha afloram apenas rochas relacionadas à Formação Acampamento Velho. A unidade se encontra assentada diretamente sobre as rochas proterozóicas do Escudo Sul-rio-grandense, e é descrita como composta por rochas vulcânicas ácidas e, secundariamente, rochas vulcanoclásticas e sedimentares. Dominam riolitos com afinidade alcalina comendítica e caráter peralcalino, com participação subordinada de rochas vulcânicas básicas (andesitos e basaltos), interpretadas como resultado de processos tectônicos extensionais ocorridos após a orogênese Brasileira (Wildner et al., 1997; Wildner & Nardi, 1999; Sommer et al.; 1999 e Zeffass et al.; 1999). A idade deste vulcanismo é referida por Paim et al. (2000) como 573 ± 18 Ma, com base em dados U/Pb obtidos em zircões de tufos ácidos.

3.1.4.1- A Formação Acampamento Velho

Na porção nordeste da Folha Igrejinha, a Formação Acampamento Velho aflora em pequena área com 7,55 km², ao norte do Arroio do Salso, na forma de morros com altitudes entre 160 e 220 m. Esta geomorfologia contrasta com o relevo

mais suave ao sul do Arroio do Salso, sob a forma de coxilhas, modeladas nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

A Formação Acampamento Velho está constituída por duas associações de fácies distintas: uma dominada por riolitos (Fácies Coerente de Wildner et al., 2003), perfazendo 2,66 km² de área aflorante, e outra formada por rochas vulcanoclásticas (Fácies Particulada; Wildner et al., 2003), com maior exposição, totalizando 4,89 km² aflorantes.

Os litotipos relacionados à Fácies Coerente (EL-4, RL-64, RL-75) são principalmente riolitos de coloração rósea a rósea escura ou castanha, matriz afanítica, contendo cristais de quartzo e de feldspato alcalino, textura porfirítica localmente com estrutura de fluxo. Litotipos com características de corpos subvulcânicos aparecem de forma subordinada (RL-82), com cristais de quartzo e feldspato alcalino de granulação média e matriz microcristalina (<5%) (fig. 15A).

Ao microscópio, a amostra EL-R-4 exhibe textura microcristalina constituída por mesóstase rica em intercrescimentos esferulíticos e micrográficos, onde se destacam cristálitos de quartzo e, subordinadamente, plagioclásio, com diâmetro inferior a 0,25 mm (fig. 15B a 15F). Ocorrem domínios intersticiais preenchidos por quartzo e opacos secundários; são abundantes os salpicos de opacos distribuídos na rocha.

Litotipos de composição básica à intermediária aparecem de forma subordinada (EL-5 e 6, HK-29, RL-83 e 85), constituídos por rochas mesocráticas com coloração cinza médio em fratura fresca e cinza esverdeada em fratura natural. A textura varia de fanerítica fina a afanítica, localmente microcristalina com cristais prismáticos milimétricos de plagioclásio, podendo conter vesículas ou amígdalas (até 2 mm) e pirita disseminada. Macroscopicamente são classificados como basaltos. O resultado para carbonato é positivo no teste com HCl 10%, a frio e a amostra EL-R-6 possui fraco magnetismo indicando a presença de magnetita (16A a 16E).

A Fácies Particulada é representada por um conjunto de litotipos vulcanoclásticos no qual predominam os termos piroclásticos enquanto os epiclásticos ocorrem de forma subordinada.

As rochas piroclásticas estão estratificadas em camadas que se distinguem pela granulação, variando de tufos cineríticos a lapilli-tufos que podem conter fragmentos dispersos, conatos ou juvenis, na fração bloco ou bomba (afloramentos HK-28, RL-79). As cores se alternam entre cinza, cinza esverdeado a róseas, e amareladas por alteração (fig. 17).

Quanto à composição, as frações finas são dominadas por fragmentos de vidro vulcânico e cristais, com laminação plano-paralela bem marcada (HK-28a/b). As rochas na fração lápilli são normalmente maciças ou exibem acamadamento gradacional normal, sendo dominadas por fragmentos de cristais e de rocha, e a matriz presente  na fração cinza (HK-30, RL-79).

As rochas epiclásticas associadas  Formao Acampamento Velho são subordinadas na área (afloram 300 m ao norte de RL-87, em pequena queda d'gua). São formadas por camadas de conglomerado constituído por seixos e grânulos de quartzo e de rochas vulcânicas ácidas. Associam-se ao domínio das rochas piroclásticas e podem representar variao lateral de fácies de uma brecha (aflorante em RL-87).

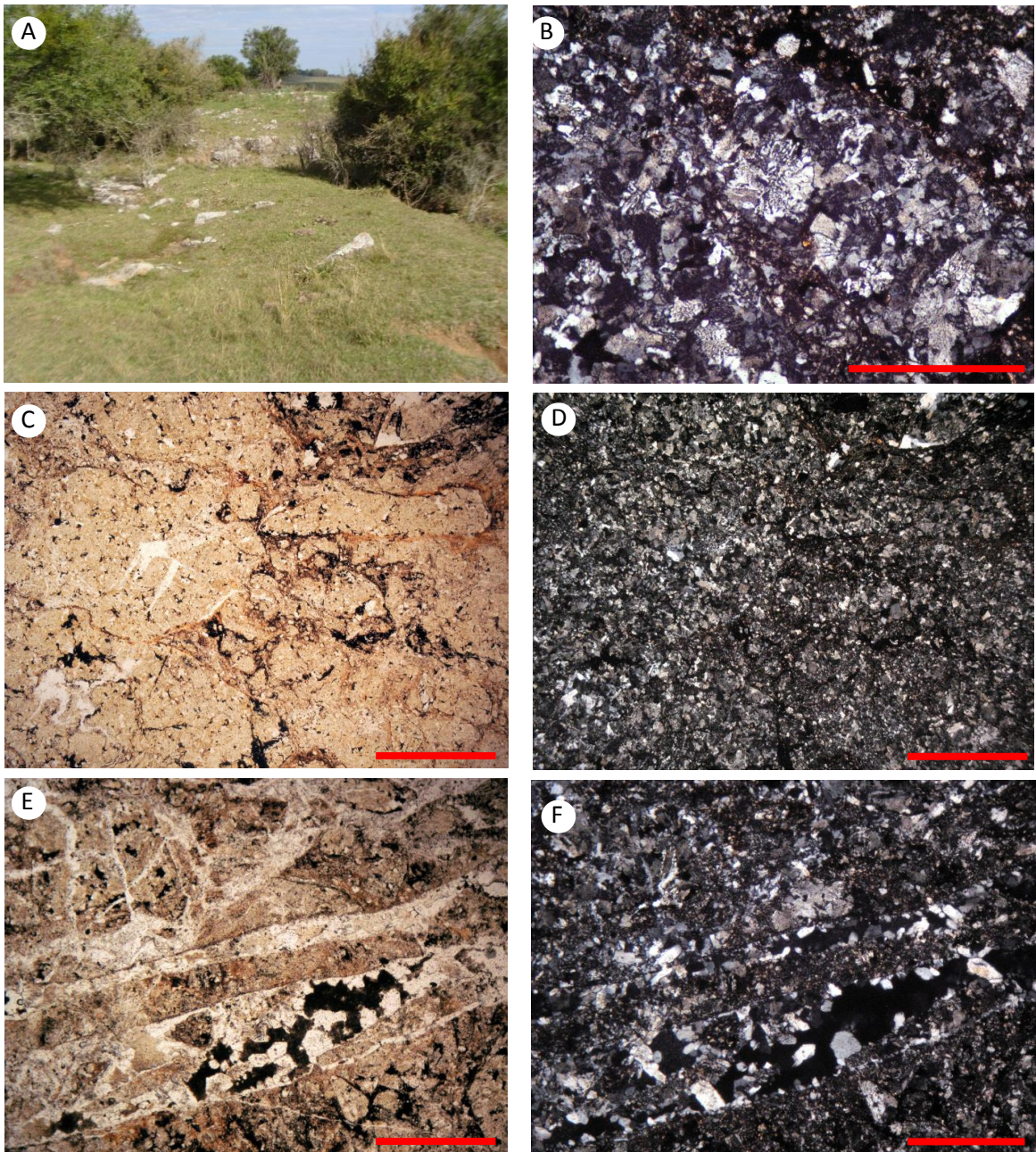


Figura 15 - Acampamento Velho – afloramento EL-R-4. A) - vista geral do afloramento de riolito. B) C) D) E) F) Fotomicrografias: B) detalhe dos esferulitos (esf) quartzo-feldspáticos e dos intercrescimentos micrográficos. Técnica de LP, com aumento de 100X, escala gráfica de 0,5 mm. C) textura esferulítica e micrográfica microcristalina constituída de cristálitos de grão muito fino, de composição quartzo-feldspática. Técnica de LN, aumento de 25X, com escala gráfica de 1 mm. D) mesma amostra, porém em técnica de LP, com mesmo aumento e escala gráfica. E) destaque para as cavidades (cv) preenchidas por quartzo euédrico (qz), perpendiculares a parede da cavidade, e seu preenchimento com sílica microcristalina e material ferruginoso (op). Técnica de LN, aumento de 50X, com escala gráfica de 0,5 mm. F) mesma amostra, porém em técnica de LP, com mesmo aumento e escala gráfica.

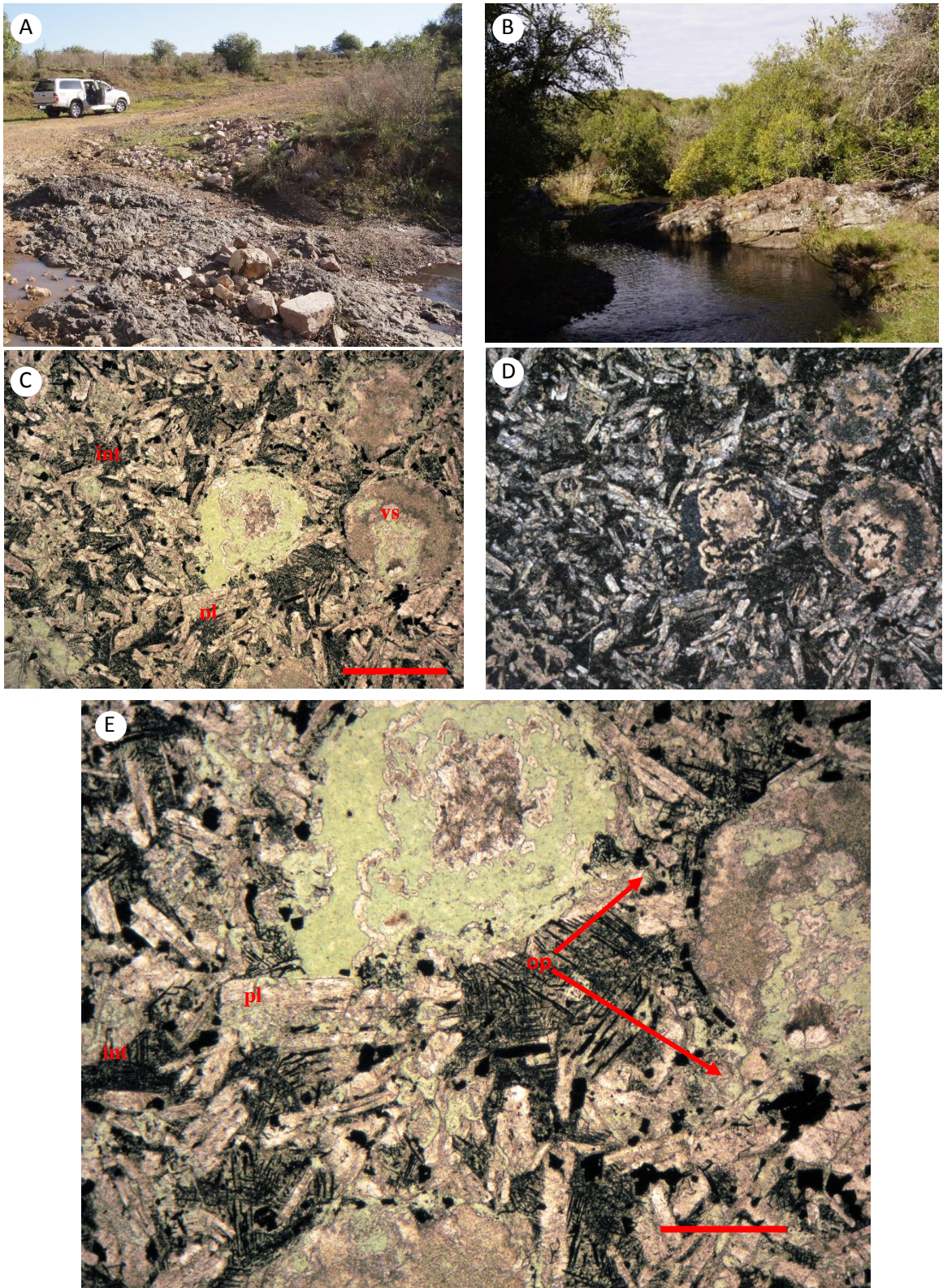


Figura 16 - Formação Acampamento Velho – afloramento EL-5. A) Vista geral do afloramento de basalto. B) diorito encaixado no basalto. C) D) E) F) Fotomicrografias: C) textura intersertal (int), constituída de prismas de grão fino de plagioclásio (pl) e matriz microcristalina onde destacam-se vesículas (vs) preenchidas por clorita e carbonato. Técnica de LN, aumento de 25X, com escala gráfica de 1 mm. D) mesma amostra em técnica de LP, com mesmo aumento e escala gráfica. E) ampliação de C, cristais de plagioclásio (pl) e cristais dendríticos de opacos (op) que ocasionalmente podem margear as vesículas, em matriz microcristalina nos domínios intersertais (int). Técnica de LN, aumento de 50X, com escala gráfica de 0,5 mm.

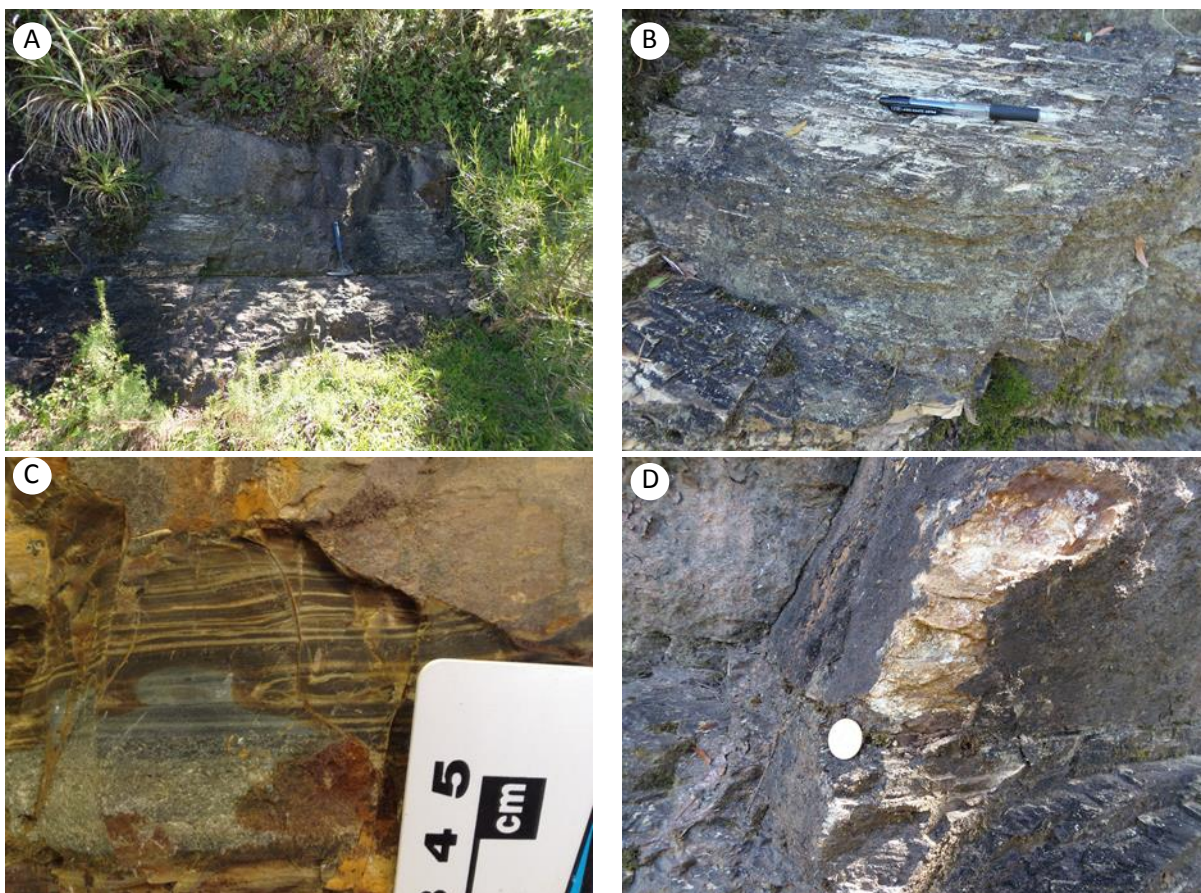


Figura 17 - Formação Acampamento Velho – afloramento HK-28. A) camadas de tufo a pó com intercalação de camada de lápilli tufo. B) camada de tufo a pó com laminação plano-paralela. C) detalhe da laminação plano-paralela. D) contato entre camada de tufo a pó (abaixo da moeda) e de lápilli tufo (acima).

3.2 - Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná (Província Paraná) é uma bacia intracontinental, cratônica do tipo 2A complexa, conforme descrito por Fúlfaro *et al.* (1982), ou do tipo Depressão Marginal, passando a Depressão Interior devido a obstrução da margem aberta, conforme a classificação de Kingston *et al.* (1983) na visão de Pedreira da Silva *et al.* (2003). Possui $1,7 \times 10^6$ km², forma alongada SW-NE, ocupando parcialmente áreas do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Zalán *et al.*, 1986). Atinge comprimento de 1.900 km, desde a cidade de Durazno (Uruguai) até Morrinhos (MT) na região centro-oeste do Brasil, e largura de 900 km entre as cidades brasileiras de Aquidauana (MS) e Sorocaba (SP). Possui registro de aproximadamente 7.500 metros de rochas sedimentares e vulcânicas, cujo início de deposição deu-se no Ordoviciano e encerrou no Cretáceo, abrangendo cerca de 385 milhões de anos.

Está desenvolvida sobre substrato de rochas metamórficas e ígneas das províncias Tocantins e Mantiqueira, de idade arqueana a proterozóica, e por rochas sedimentares e vulcânicas das bacias Camaquã, Itajaí, Castro e Piranhas. Seus limites atuais estão assinalados por estruturas regionais resultantes da evolução tectônica do embasamento desde o final do Ciclo Brasileiro até a abertura do Atlântico, exceção feita ao seu flanco sudoeste, onde é recoberta pela sedimentação cenozóica da Bacia do Chaco. Conforme Zalán *et al.* (1990), este substrato é composto por núcleos cratônicos e cinturões móveis com zonas de fraqueza em duas direções principais: N45°W – 65°W e N50°W – 70°E, interpretadas como responsáveis pelo controle tectono-sedimentar durante o Paleozóico.

O fator dominante de controle para a criação de espaço de acomodação foram os eventos orogênicos nas bordas onde se verificaram fenômenos de convergência de placas. Milani (1997) construiu curvas de subsidência para quatro áreas situadas ao longo da borda ocidental da bacia. Demonstrou que, para cada evento orogênico reconhecido durante o Paleozóico (orogêneses Oclóica, Précordilherana, Chânica e Sanrafaélica), desenvolveu-se espessa sucessão de camadas sedimentares limitada, tanto na base quanto no topo, por superfícies de erosão ou não deposição de caráter continental. Desta forma, Milani interpreta o registro sedimentar e ígneo da Bacia do Paraná como um conjunto de supersequências de segunda ordem (*sensu* Vail *et al.*, 1977): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, II e III e Bauru, compostas por ciclos de sedimentação de caráter transgressivo-regressivo que registram o

condicionamento tectôno-sedimentar sob o qual teriam se desenvolvido. Zalán *et al.* (1990) e Milani (1997) consideraram a evolução mesozóica da bacia como relacionada aos eventos de ruptura do Continente Gondwana e consequente abertura do oceano Atlântico em sua porção meridional. Afirmaram também que, a esta fase associou-se intenso magmatismo, representado por derrames e intrusões de rochas básicas e ácidas (Fm. Serra Geral), bem como nova estruturação da Bacia, com direção E – W.

De interesse para os trabalhos na Folha Igrejinha, a Supersequência Gondwana I registra o maior volume de rochas sedimentares da Bacia do Paraná, atingindo 2.500m de espessura, com idades abrangendo do Neocarbonífero (Pennsylvaniano Superior) ao Eotriássico (Induano / Olenekiano), o que corresponde a aproximadamente 55 Ma de intervalo deposicional registrado.

Na folha Igrejinha, a Supersequência Gondwana I é formada pelo Grupo Itararé (Gzeliano), pelo Grupo Guatá (Gzeliano – Kunguriano), no qual a Formação Rio Bonito é portadora de camadas de carvão, e pelo Grupo Passa Dois (Kunguriano – Changhsingiano) onde, na parte superior da Formação Irati são encontradas duas camadas de folhelhos betuminosos.

3.2.1 - Formação Rio do Sul (= Formação Taciba)

A unidade tem seus principais afloramentos ao longo do vale do arroio do Salso, na porção nordeste da área. Afloramentos descontínuos e de menor porte são encontrados também na região nordeste da folha, ao sul do arroio Santa Maria-Chico, nas encostas das coxilhas. Na região, aflora sob a forma de lajeados no campo e margens de sangas e em cortes da estrada municipal que leva para a localidade de Fontouras.

O contato inferior é discordante (inconformidade) com rochas metamórficas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico e com rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho, ou através de falha normal na região do arroio do Salso. O contato superior com a Formação Rio Bonito não foi observado em campo. Na folha de Hulha Negra o contato entre as duas unidades é abrupto, através de superfície erosiva (Camozzatto *et al.*, 2012).

Foram identificadas quatro fácies e foi possível estabelecer a relação da sucessão vertical (nos afloramentos EL03 e EL18). Na parte inferior ocorrem intercaladas camadas de diamictitos, arenitos arcoseanos e ritmitos várvidos (varvitos), sucedendo-se ritmitos várvidos, arenitos muito finos maciços ou com laminação cruzada cavalgante e siltito maciço na parte superior (fig. 18).

As camadas de diamictitos são de cor acinzentada, com espessura variável desde 0,3 m até 1 m, com seixos de granitos, riolitos e sienitos, imersos em matriz arenosa fina a pelítica. As camadas de arenitos que se associam aos diamictitos são de granulação grossa a muito grossa, acinzentadas, com espessura de 0,3 m.

Os arenitos muito finos são quartzosos, de cor esbranquiçada; as camadas são lenticulares alongadas, com espessuras variando entre 1 e 5 cm, exibindo laminação cruzada cavalgante. Os arenitos formam camadas amalgamadas com espessura de 1 m (afloramentos RL-79 e RL-80). A indicação da paleocorrente, a partir da laminação cruzada, é de transporte para WNW.

Os ritmitos várvidos (varvitos) são compostos pela alternância de lâminas milimétricas de argilito preto a cinza escuro e de siltito a arenito muito fino cinza claro, com espessura de 1 m (EL-03 e EL-18). A estrutura sedimentar mais frequente é a laminação plano-paralela, mas foram também encontradas laminações onduladas e convolutas, principalmente junto às camadas de diamictitos. Nos planos de acamamento que limitam as lâminas, por vezes são encontrados traços fósseis horizontais. São comuns seixos e blocos caídos de composição quase sempre granítica, com menor frequência de clastos de gabro, riolito e conglomerado (EL-18). Clastos caídos por vezes compõem campos residuais nas coxilhas da região do arroio Santa Maria-Chico (ao sul da BR293) e na localidade de Fontouras.

A fácies mais superior, siltito maciço cinza esverdeado, foi encontrada apenas no afloramento EL-03 acima das camadas de diamictitos e ritmitos várvidos. Este siltito é correlacionável ao “Folhelho Lontras” da Formação Rio do Sul de Santa Catarina.

As camadas da Formação Rio do Sul apresentam-se horizontalizadas ou com mergulhos baixos (5°) para SW. Mergulhos mais acentuados situam-se na ordem de 18° a 26° e são relacionados a basculamentos (*drags*) nas proximidades de falhas (RL-84).

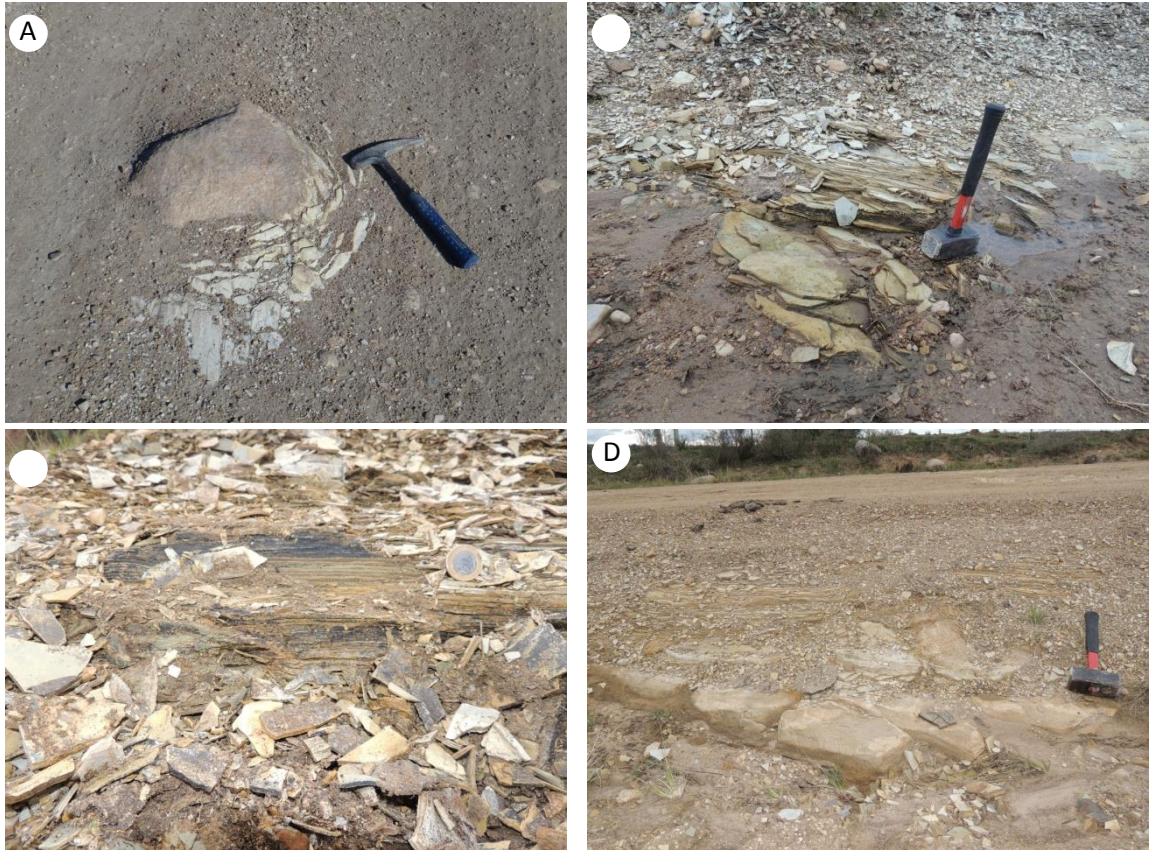


Figura 18 – Formação Rio do Sul - afloramento EL-18. A) bloco caído de granito envolto por ritmitos várvi-cos. B e C) ritmitos várvi-cos (varvitos) caracterizados pela alternância de lâminas milimétricas de argilito preto a cinza escuro e de siltito a arenito muito fino cinza claro. D) nível lenticular de arenitos muito fino quartzosos de cor esbranquiçada.

3.2.2 - Formação Rio Bonito

É encontrada principalmente no quadrante nordeste da folha, com apenas duas ocorrências pontuais na parte sul, sempre associadas à falhamentos ENE-WSW. Aflora quase sempre em cortes de estrada, com espessura menor que 5 m. Em subsuperfície, atinge 45 m nos poços DP-01-RS e DP-02-RS. O contato inferior, com a Formação Rio do Sul, não foi observado em afloramento. Em subsuperfície, a Formação Rio Bonito se encontra em contato direto com o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (sondagem DP-02) e com a Formação Rio do Sul (Sondagem DP-01).

A Formação Rio Bonito é composta predominantemente por arenitos, desde grossos até muito finos, que perfazem 65 % da espessura da unidade. De modo geral, arenitos grossos e muito grossos, cinza claro a amarelados, feldspáticos, contendo estratificações cruzadas acanaladas de muito grande até médio porte (3 a 0,15 m de altura) são mais comuns nas partes inferior e média. Arenitos quartzosos ocorrem apenas na parte superior da unidade, contendo estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte (0,2 a 0,05 m de altura). No topo da unidade, um pacote de arenito fino/muito fino, quartzoso, com até 5 m de espessura, exibe estratificação cruzada *hummocky*. As litologias pelíticas são subordinadas e, ao contrário do verificado em diversas regiões do Estado do Rio Grande do Sul, o horizonte carbonoso encontra-se restrito a uma camada de carvão com 1 m de espessura, encontrada no afloramento EL-15 e na sondagem DP-01-RS. De modo geral, os siltitos e argilitos são cinza médio a escuros, maciços ou com laminação plano-paralela. Na parte superior da unidade, camadas centimétricas de siltito muito alterado, de cor marrom, são por vezes observadas.

O estudo de poços e afloramentos permitiu subdividir a Formação Rio Bonito em três sequências deposicionais de terceira ordem (sensu Posamentier & Allen 1999) (fig. 19). A sequência basal inicia com o trato de mar baixo tardio, representado por arcóseos grossos com estratificação cruzada acanalada, com cerca de 3 m de espessura. A ausência de estruturas biogênicas ou de estruturas sedimentares relacionadas à ação de ondas ou correntes de maré permite inferir tratar-se de depósitos fluviais. Estes depósitos não afloram. Acima, em contato direto (superfície de

afogamento), instala-se sedimentação de finos, composta por siltitos e argilitos, cinza médio a escuro, com abundantes fragmentos vegetais, representando sedimentação em lagoas e pântanos. O trato transgressivo inicia com a sedimentação de argilitos laminados, onde a intensa bioturbação é compatível com sedimentação marinha de costa-afora (*offshore*). A parte superior da sequência basal (trato de mar alto) é predominantemente arenosa, composta por arenitos subarcóseos a quartzosos, de porte médio a muito grosso, contendo estratificações cruzadas acanaladas de porte grande a pequeno, muitas vezes com evidência de fluxo reverso. A presença constante de superfícies erosivas com formato sigmoidal em cortes longitudinais (paralelo à direção do fluxo), a presença de finas lâminas de pelitos no interior dos *foresets* das estratificações cruzadas, bem como a inversão no sentido das estratificações cruzadas, são evidências que sugerem a atuação de correntes de maré (fig. 20). Na parte média do trato de mar alto, um discreto nível pelítico cinza escuro contendo horizontes com raízes pequenas é compatível com decantação de finos em planície com ampla flutuação da lâmina d'água. Em conjunto, as evidências sugerem tratar-se fácies relacionadas à ação de marés, correspondendo, as fácies pelíticas à parte mais proximal do sistema de marés (*mud flats*), e as arenosas as partes mais distais, compondo barras e canais de maré com padrão entrelaçado (*sand flats*).

A sequência intermediária se posiciona acima de superfície erosiva onde pelitos carbonosos de cor cinza escuros, de ambiente lagunar/pantanosos, se sobrepõem aos arenitos das barras de maré da sequência basal. Acima deste trato de mar baixo de pequena espessura, se desenvolvem os tratos transgressivo e de mar alto, representados por barras de maré amalgamadas, semelhantes às da sequência inferior.

A sequência superior se desenvolve sobre nova superfície erosiva, que também posiciona diretamente pelitos carbonosos sobre as barras de maré da sequência intermediária. O trato de mar baixo da sequência superior se encerra com o desenvolvimento de turfeiras que geraram a camada de carvão da Formação Rio Bonito na Folha Igreja. Acima da camada de carvão uma superfície erosiva (superfície transgressiva) coloca barras de maré em contato direto com a camada de carvão (fig 20C). A presença associada de arenitos médios quartzosos contendo estratifica-

ção cruzada acanalada de médio porte, com bioturbação por *Skolithos*, representa a implantação progressiva do sistema praiial (*shoreface superior*). Na parte superior,

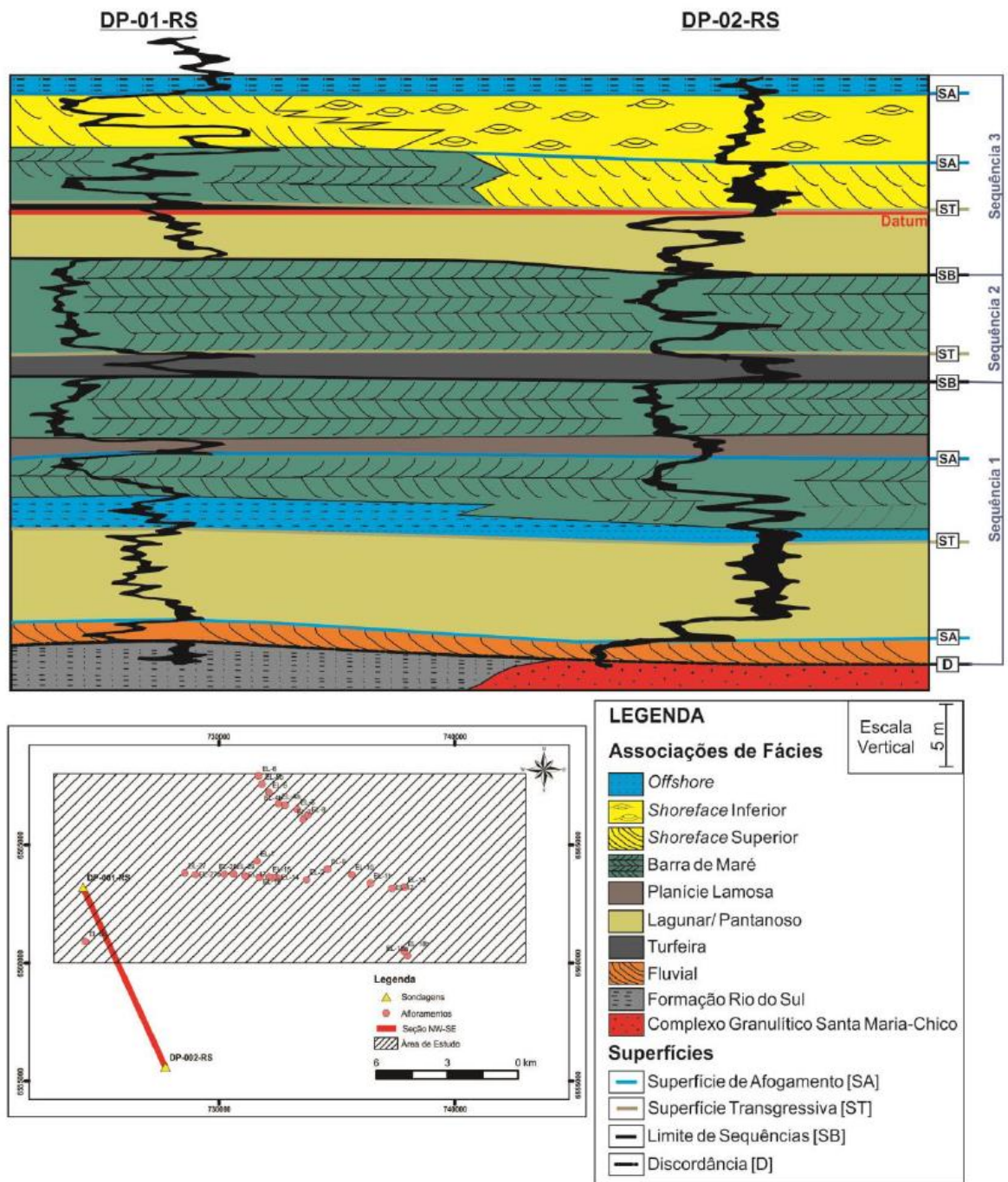




Figura 20 - Formação Rio Bonito. A) presença de lâminas de argilito nos *foresets* das estratificações cruzadas, indicando paradas na sedimentação e posterior reativação do processo (EL-01). B) detalhe da estratificação cruzada acanalada de muito grande porte (EL-01). C) D) E) F) afloramento EL 28: C) contato entre carvão (fácies paludal) e argilito (fácies lagunar) com arenito associado a fácies de barras de maré. D) estratificação cruzada acanalada de muito grande porte; barra de maré. E) presença de traços no topo de uma barra de maré retrabalhada por ondas (cristas simétricas). F) arenito com estratificação cruzada tangencial de grande porte, barra de maré.

associam-se arenitos com estratificações cruzadas *hummocky*, refletindo a atuação de ondas de tempestade (*shoreface* inferior). O afogamento final, marcado pelo desenvolvimento de pelitos com acamadamento *wavy* e *linsen* intensamente bioturbados (fácies de costa afora) correspondem à implantação da plataforma marinha (Formação Palermo).

O mapeamento da Formação Rio Bonito na folha Igrejinha revelou a existência, no extremo nordeste, de um paleovale em forma de “V” com direção geral L-W, assimétrico, sendo mais largo (5 km) e profundo a oeste (40 m). A análise do mapa de primeira derivada vertical de aeromagnetometria, disponibilizado pela CPRM, mostra diferenças de relevo magnético que são compatíveis com a existência de vale escavado no embasamento cristalino (fig. 21). Em conjunto, as evidências sugerem a existência de paleovale preenchido pelos depósitos das formações Rio Bonito e Palermo.

A sucessão vertical de fácies sedimentares inicia com depósitos continentais, na base (fluvial e lagunar/pantanosos), seguido do desenvolvimento de fácies marinhas dominada por marés (planície de maré lamosa na parte proximal e barras e canais de maré na parte distal). Culmina, no topo, com sedimentos de barreira litorânea (*shoreface* superior e *shoreface* inferior). A sucessão vertical de fácies sugere tratar-se de “estuário dominado por barreira”, segundo a classificação de Fairbridge (1980). As paleocorrentes associadas às fácies de barras de maré, com padrão noroeste e sudeste, são compatíveis com maré vazante e enchente, respectivamente.

Datações radiométricas recentes vêm acrescentando novas informações sobre a idade da Formação Rio Bonito, usualmente posicionada no Eopermiano (andares Sakmariano e Kunguriano), em função do conteúdo palinológico. Datações pelo método U-Pb efetuadas por Guerra-Sommer *et al.* (2005 e 2008) na camada Candiota indicaram idades entre $299,1 \pm 2,6$ e $296 \pm 4,2$ Ma. Estas idades colocam a Formação Rio Bonito no limite Permo-Carbonífero (intervalo Gzeliano – Asseliano). Cagliari *et al.* (2014), datou zircões de dois níveis de argilito bentonítico branco (tonstein) da região da Jazida Capané (afloramento da “Barrocada”), encontrando idades entre $290,6 \pm 2,8$ a $281,7 \pm 3,2$ Ma (intervalo Sakmariano – Kunguriano). Cabe destacar que todos os níveis datados pertencem à parte média-superior da Formação Rio Bonito. Na região sul do Estado existem pelo menos mais 50 m de sedimentos inferiores à camada Candiota e, no poço CA-25-RS da CPRM, são verificados pelo me

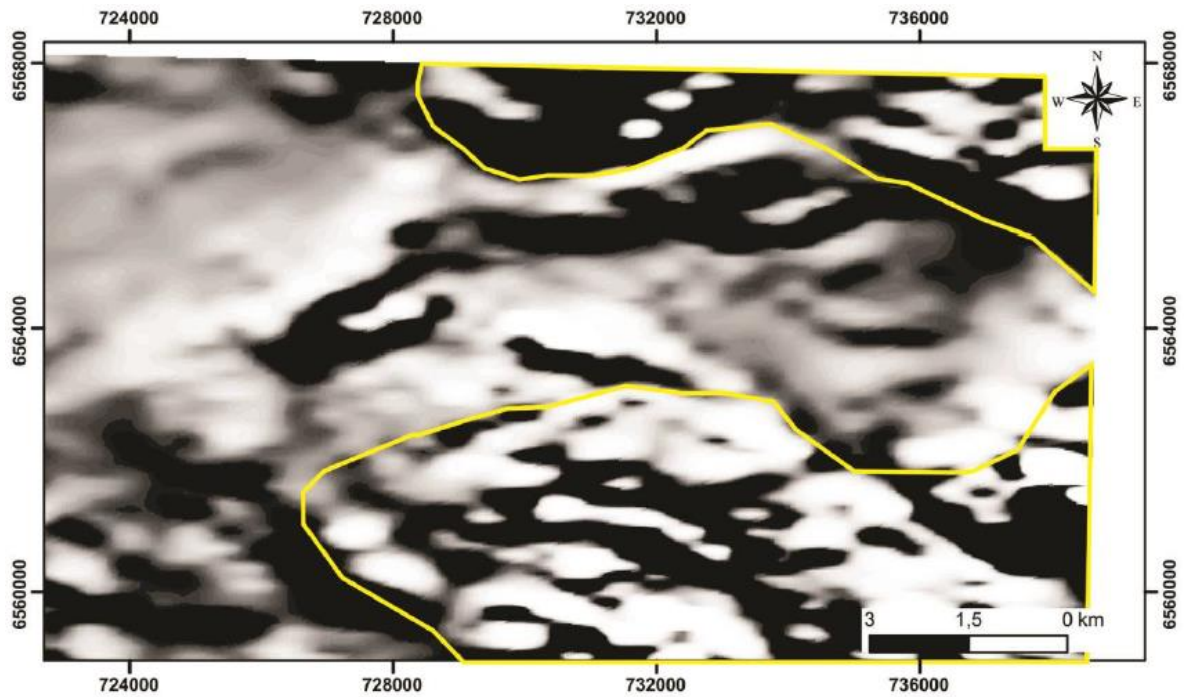


Figura D - Mapa de Primeira Derivada Vertical de Aeromagnetometria para a área, disponibilizado pela CPRM. A linha amarela demarca as porções de alto relevo magnético. O alto relevo magnético evidencia rochas ígneas/metamórficas de profundidade mais rasas. Esta região representa as rochas do embasamento. As demais regiões, de baixo relevo magnético, representam as áreas em que o embasamento cristalino está a uma maior profundidade em relação à superfície ou coberto por uma espessa sucessão sedimentar; neste caso indicando a presença de um paleovale preenchido por sedimentos das formações Rio Bonito e Palermo (Vasconcellos *et al.* 1994).

nos 150 m abaixo dos níveis datados por Cagliari *et al.* Deste modo, podemos inferir que a metade inferior da unidade apresenta idade Gzeliana ou mesmo mais antiga. Considerando também que a Formação Rio Bonito é claramente pós-glacial, isto tem implicações diretas para a idade da Formação Rio do Sul e de todo o Grupo Itararé.

O limite entre as Formações Rio Bonito e Palermo foi ajustado de acordo com a proposição do “Projeto borda leste da Bacia do Paraná” (CPRM), ou seja, marcado pelo aparecimento de siltitos e argilitos cinza médio a escuros sobre os arenitos e pelitos cinza claros a castanhos. Mais precisamente, o contato foi posicionado no aparecimento abrupto de pelitos com acamadamentos *wavy* e *linsen* sobre pelitos castanho ou arenitos finos/muito finos com estratificação cruzada *hummocky*. Em termos estratigráficos e faciológicos, o contato foi posicionado na superfície de afogamento regional que instala fácies de costa-afora proximal (Fm. Palermo) sobre fácies litorâneas (*shoreface* inferior; Fm. Rio Bonito). Este procedimento pode gerar conflitos com o contato definido em poços da CPRM nas folhas Bagé e Igrejinha. Por exemplo, na sondagem VL-02-RS toda a sucessão de pelitos com acamadamentos *wavy* e *linsen* foi incluída na parte superior da Formação Rio Bonito. Deste modo, a Formação Palermo, restrita aos argilitos e siltitos bioturbados, apresenta espessura de 34 m. A inclusão desta fácies eleva a espessura da Formação Palermo para 65 m. A espessura é compatível com o verificado no poço VL-01-RS (59 m), DP-04-RS (57 m) e SG-12-RS (60 m) onde o critério de classificação foi semelhante ao por nós utilizado.

3.2.3 - Formação Palermo

Encontrada principalmente no quadrante nordeste da folha, em afloramentos sempre de pequena espessura (inferior a 1 m). As melhores exposições localizam-se nos cortes das estradas secundárias. Apresenta coloração cinza médio, que passa aos tons amarelados característicos da superfície alterada (fig. 22). Sua espessura, a partir de seções ao longo da faixa de afloramento, foi estimada em 60 m. Este valor é maior que o verificado em poços da CPRM da folha Bagé, a leste, onde a espessura é de cerca de 40 m (poços de sigla SC no sul da jazida de carvão de Candiota), e menor que o estimado em poços da Petrobras, a noroeste, onde ultrapassa 100 m (**e.g.** poços Alegrete, Itacorubi e Rio Ijuí).



Figura 22 - Formação Palermo A) vista geral do afloramento EL-33. B) C) D) estratificação cruzada *hummocky* B) afloramento EL-33 C) afloramento EL-75 e D) afloramento HK-10.

A Formação Palermo é constituída por heterolitos síltico arenosos, siltitos arenosos, argilitos e arenitos finos e muito finos, desde intensamente bioturbados até pouco bioturbados. Os heterolitos são predominantes (40 %), sendo formados por intercalações milimétricas à centimétricas de siltitos e arenitos muito finos (acamadamento *wavy*). Internamente, as frações arenosas apresentam marcas onduladas simétricas e assimétricas, e laminações cruzadas por ondas. Em muitos locais, os heterolitos gradam para arenitos finos a muito finos contendo estratificação cruzada *hummocky* e laminação ondulada. Medidas de paleocorrentes nas marcas onduladas simétricas mostram que as cristas se alinham com a direção NW-SE, indicando fluxo oscilatório na direção NE-SW. As medições nas laminações cruzadas por onda apresentam sentidos de transporte para NE e SW, sendo NE o sentido principal.

No conjunto, as evidências são compatíveis com deposição na região de transição entre offshore e shoreface inferior, com frequentes episódios de tempestades. O transporte principal deu-se de sudoeste para nordeste. As informações são consistentes a distribuição das unidades do paleoembasamento, localizadas a nordeste. Nos ambientes modernos, os sedimentos do shoreface inferior são transportados por ondas sempre no sentido da praia.

O contato com a Formação Irati (Membro inferior Taquaral) foi posicionado na superfície onde inicia o aparecimento sistemático de argilitos cinza azulados e ocorre radical diminuição da bioturbação. De modo geral, o contato assim definido se ajusta ao estabelecido no “Projeto Borda Leste”.

3.2.4 - Formação Irati

Unidade de difícil observação na Folha Igreja, restrita a cortes de estrada e pequenos cursos d'água. Os afloramentos estão, quase sempre, muito alterados por intemperismo. Sua espessura não ultrapassa 40 m. Sua idade é estimada, com base em datações radiométricas efetuadas em níveis de *tonstein* da base do Membro Assistência do Estado do Paraná, como Kunguriana (278,4 +- 2,2 Ma; Santos *et al.* 2006). Correlações entre perfis de raios gama de poços da CPRM demonstram a continuidade física e a correlação temporal entre os níveis paranaenses e sul-riograndenses.

A parte inferior da Formação Irati é constituída por argilitos e siltitos cinza azulados, maciços ou com laminação plano-paralela (Membro Taquaral). Na parte superior ocorrem calcarenitos e calcilitos (“margas do Irati”) esbranquiçados, com ossos de répteis mesossaurídeos, que se intercalam com argilitos cinza escuros físeis (folhelhos), betuminosos e não-betuminos, eventualmente contendo acamada-mento *wavy* formado por discretas lâminas de calcarenitos muito finos (Membro Assistência) (fig. 23).

Os folhelhos do Membro Taquaral apresentam intensidade de bioturbação muito baixa a ausente, indicando predominância de condições de baixa oxigenação. No conjunto, a sedimentação Taquaral se desenvolveu em condições de offshore, abaixo do nível de base de ação de ondas de tempestade.

Para o Membro Assistência, o aparecimento de folhelhos betuminosos (dois níveis) e o desaparecimento da bioturbação sugere o desenvolvimento de condições anóxicas. A condição está possivelmente associada a expansão da lâmina d’água e estabelecimento de estratificação da coluna de água (termoclina; Lavina, 1992). Nestes momentos, era inibida a chegada e oxigênio. Onde foi possível observar, existe ritmicidade no folhelho betuminoso, marcada por variações na tonalidade da laminação. A alternância de lâminas com 0,5 a 1 mm de espessura, dando ao folhelho um aspecto “várvido”, sugere que variações climáticas sazonais influenciavam no percentual de material orgânico depositado.

Com relação aos níveis calcíferos do Membro Assistência, a camada inferior, mais espessa, encontra-se intensamente brechada, sem vestígio de estruturas sedimentares. No nível superior, os calcarenitos apresentam laminação plano-paralela e, por vezes, ossos de répteis mesossaurídeos. As lâminas petrográficas mostram intensa recristalização (micrita). As evidências sugerem que os calcarenitos sejam o resultado da ressedimentação, por tempestades, de materiais oriundos de plataformas carbonáticas. Em apoio a esta idéia, cabe ressaltar que, em toda a região, somente são encontrados ossos de répteis mesossaurídeos em calcarenitos com laminação plano-paralela. A ausência de qualquer registro de ossos em folhelhos indica que os répteis viviam em regiões mais proximais. Deste modo, as “margas do Irati” marcam períodos de queda do nível de base da bacia (trato de mar baixo).

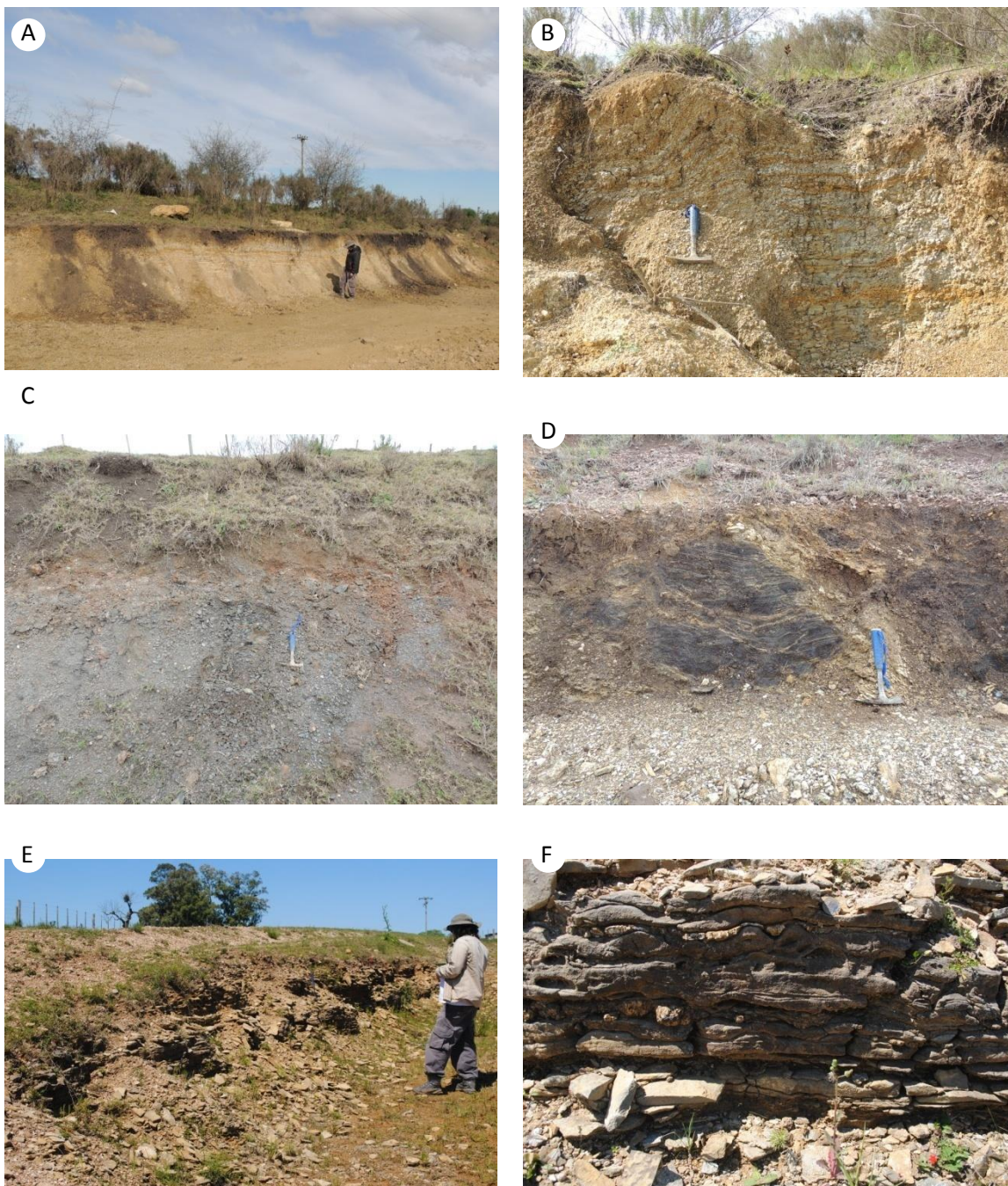


Figura 23 - Formação Irati A a C) vista geral e de detalhe dos siltitos que compõem o Membro Assis-tência nos afloramentos EL-38 e EL-74. D) folhelho preto betuminoso do Membro Taquaral; afloramento EL-81 E) calcários com aspecto ondulado (RL-09). F) detalhe do aspecto ondulado formado por camadas centimétricas de calcário recristalizado (RL-09).

Deste modo, o Membro Assistência exhibe amplas flutuações do nível de base, constituindo duas seqüências deposicionais de quarta ordem, onde os calcarenitos marcam o trato de mar baixo, e os folhelhos o trato transgressivo e possivelmente mar alto.

O contato superior da Formação Irati com a Formação Serra Alta foi estabelecido, conceitualmente, no limite da camada de folhelho betuminoso superior. Devido à dificuldade em encontrar afloramentos diagnósticos na maior parte da área mapeada, foram utilizados alguns critérios auxiliares. A presença de veios de sílica “fibrosa” brancos associada a mudança da coloração para cinza escuro uniforme dos argilitos foi, na maior parte das vezes, o critério objetivo de identificação da Formação Serra Alta.

3.2.5 - Formação Serra Alta

É constituída por argilitos e siltitos cinza escuros com baixa bioturbação, maciços ou com laminação plano-paralela, e sua espessura é de 50 m. Tonalidades avermelhadas são raras e restritas a parte superior da unidade. A característica mais marcante da Formação Serra Alta é a presença constante de veios de sílica esbranquiçados (fig 24).

Sua deposição deu-se por decantação em condições de *offshore*, abaixo do nível de ação das ondas de tempestade. A ausência de sedimentos betuminosos e a presença de bioturbação sugerem condições de fundo com oxigenação moderada e também menor variação do nível de base com relação ao verificado no Membro Assistência da Formação Irati.

O contato superior da Formação Serra Alta foi posicionado no aparecimento de discretas lâminas de arenito muito fino, na forma de acamadamentos *linsen* e *wavy*, característicos da base da Formação Teresina. Na maior parte das vezes se verifica também mudanças de coloração, com aparecimento de tonalidades avermelhadas e esverdeadas. Entretanto, nem sempre a mudança da coloração é verificada no contato entre as duas unidades. Por vezes, os pelitos com acamadamentos *linsen* e *wavy* da base da Formação Teresina apresentam os mesmos tons de cinza da Fm. Serra Alta, e em pelo menos um caso, a coloração avermelhada iniciou na parte mais superior dos pelitos da Formação Serra Alta. Estas variações podem tor-

nar difícil a separação entre as duas unidades em regiões planas, com afloramentos pequenos e muito alterados.



Figura 24 - Formação Serra Alta A) vista geral do afloramento RL-04, composto por siltitos cinza escuros cortados por veios de sílica fibrosa; B e C) detalhe do siltito cinza médio a escuro, maciço (RL-04); D) detalhe dos veios de sílica fibrosa que ocorrem cortando os siltitos sem apresentar algum padrão de direção (RL-05).

3.2.6 - Formação Teresina

É a unidade permiana melhor exposta na Folha Igrejinha, apresentando espessura de 140 m. Na parte sul da folha, na fronteira com a República do Uruguai, os níveis arenosos da parte superior forma escarpas com até 30 m de altura.

A Formação Teresina é formada, nos primeiros 110 m, por argilitos e siltitos com cores variadas, onde se alternam lâminas cinzentas, esverdeadas, amareladas e avermelhadas. Os argilitos são maciços e os siltitos normalmente contém lâminas de arenitos muito finos na forma de acamadamentos *linsen* e *wavy* (fig. 25). Estes níveis apresentam bioturbação de moderada a intensa. Camadas de arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky* são raras na parte inferior e média da unidade. Medidas de paleocorrentes mostram que as cristas das marcas onduladas simétricas se alinham com a direção NW-SE, indicando fluxo oscilatório de direção geral NE-SW.

Na parte superior da unidade, com espessura de 20 m, grandes corpos lenticulares de arenito fino e muito fino amarelados se intercalam com siltitos avermelhados. As camadas de arenito apresentam espessuras decimétricas e formam conjuntos com até 5 m de espessura. As estruturas sedimentares associadas mais frequentes estão relacionadas à ação de ondas: marcas onduladas simétricas e assimétricas no topo da camada e laminação truncada, laminação ondulada, laminação plano-paralela e estratificação cruzada *hummocky* na parte interna (fig. 26). Também são encontradas associadas camadas com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (5 a 20 cm de espessura). De modo geral, as camadas arenosas são intensamente bioturbadas. Tal como o verificado na parte inferior da unidade, medidas das orientações das cristas das ondulações simétricas indicam fluxo oscilatório de direção NE-SW (figs. 27 e 28). As estratificações cruzadas acanaladas indicam sentido de transporte predominante para noroeste. Por sua vez, medidas nas lâminas frontais das estratificações cruzadas *hummocky* mostram ampla variação no transporte, de noroeste até leste, com resultante para nordeste.

De modo geral, a Formação Teresina depositou-se em ambiente calmo, tanto abaixo (*offshore*) como acima (*shoreface* inferior) do nível de base das ondas. A presença comum de bioturbação nas fácies de *shoreface* sugere águas com salini-

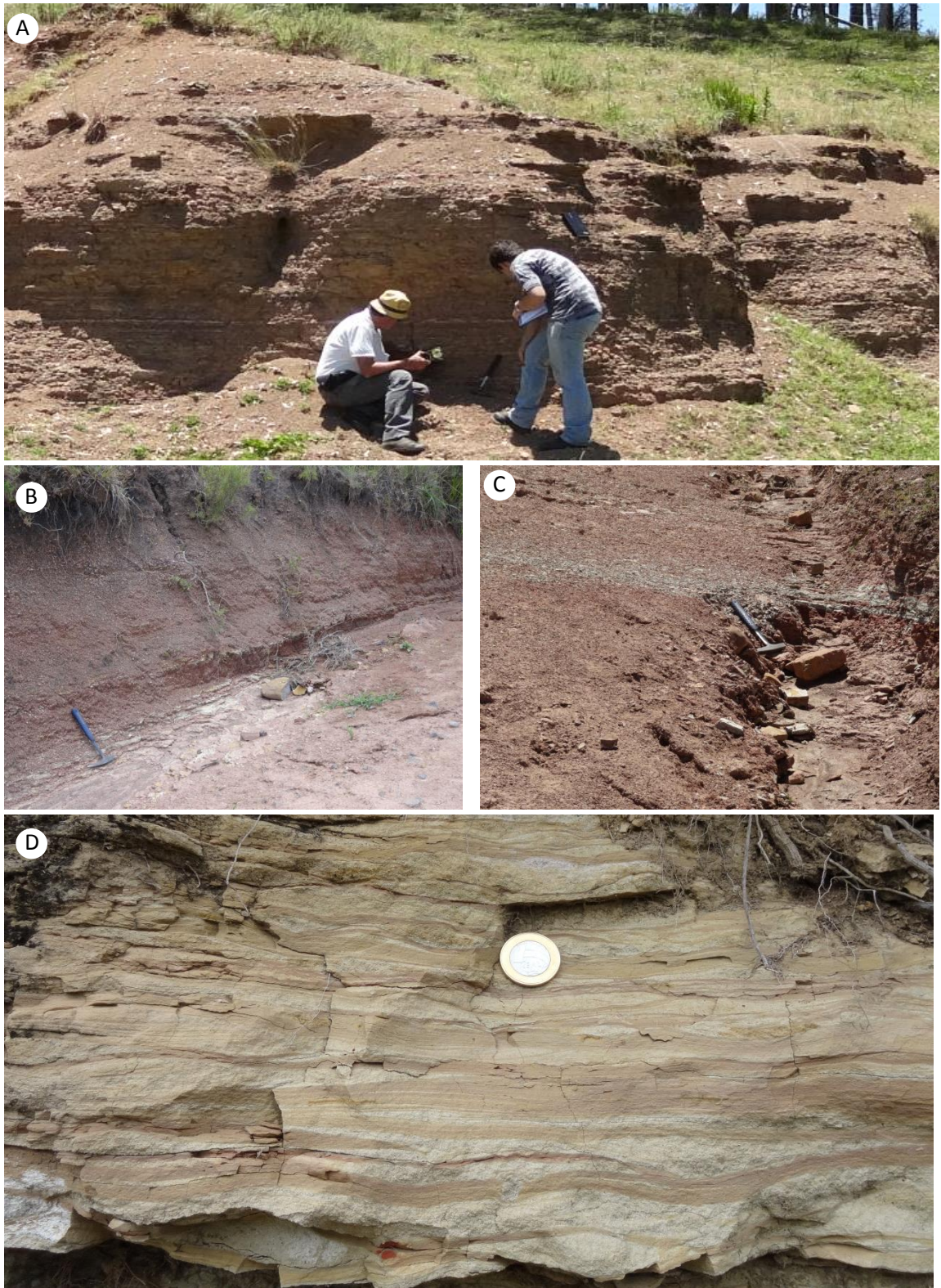


Figura 25 - Formação Teresina - afloramento HK-55: A a D) fácies heterolíticas alternando argilitos maciços e siltitos com lâminas de arenitos muito finos na forma de acamadamentos *linsen* e *wavy*.

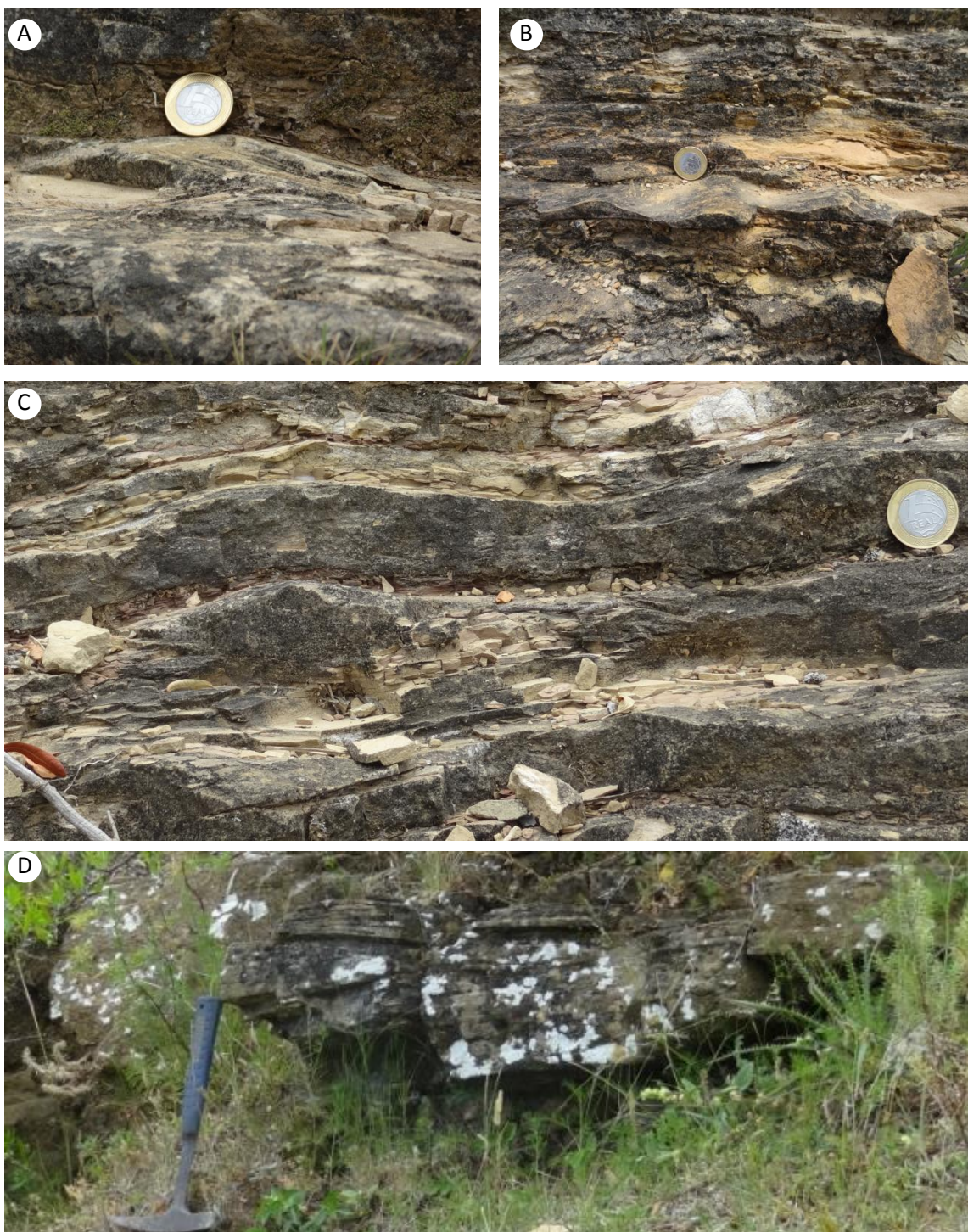


Figura 26 - Formação Teresina – afloramento HK-45: A a C) arenito muito fino com laminação cruzada por ondas (bidirecional) e topo das camadas expõem cristas simétricas; D) arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*.

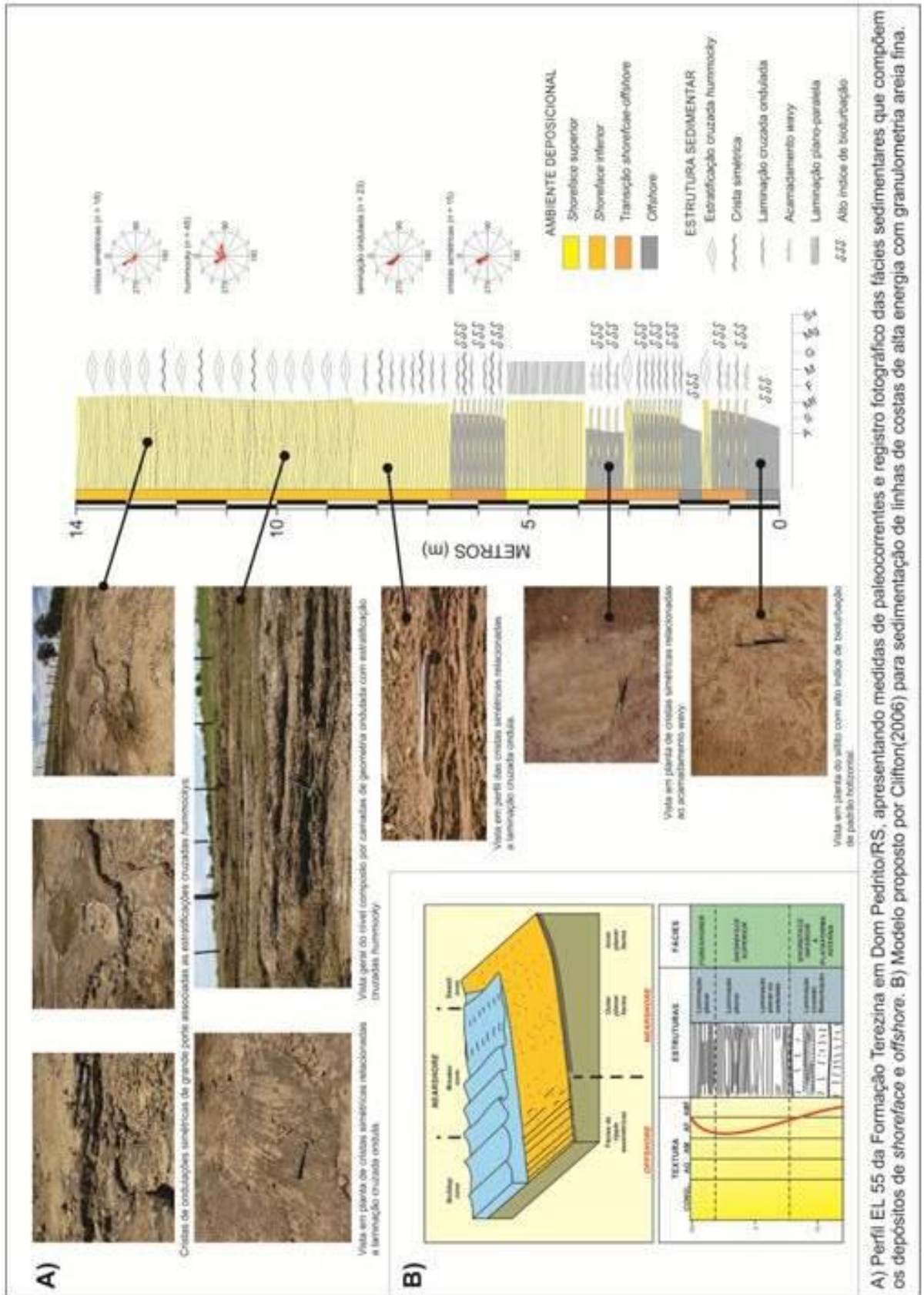


Figura 27 – Perfil sedimentológico do afloramento EL-55.

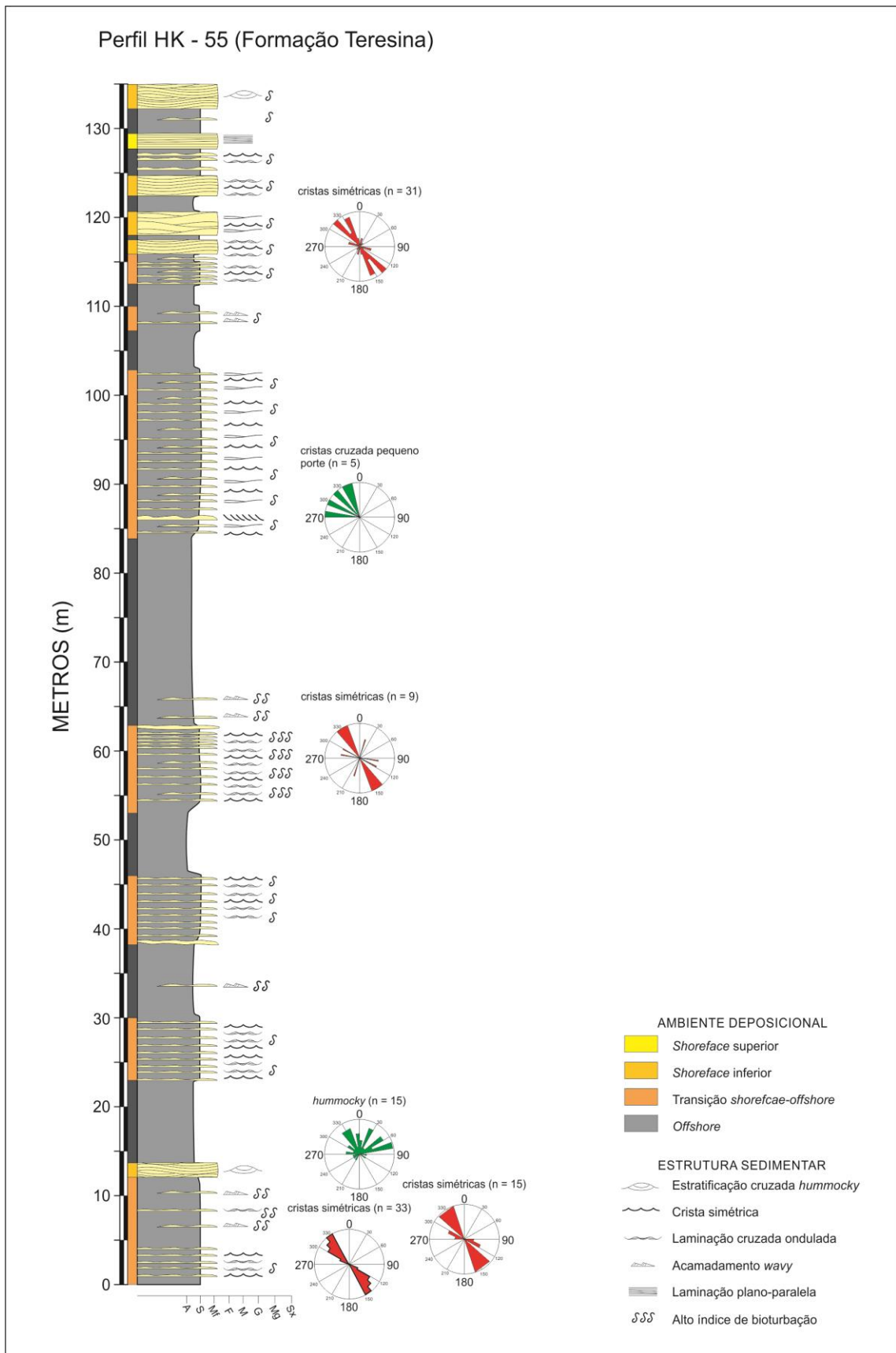


Figura 28 – Perfil sedimentológico do afloramento HK-55.

dade variável (mixohalinas). Lima (2010), estudando afloramentos da Formação Teresina em regiões próximas (e.g. Cerro Caveiras, folha de Dom Pedrito), concluiu pela existência de amplas flutuações na salinidade, com picos extremos de água doce e de salinidade oceânica (fig. 29).

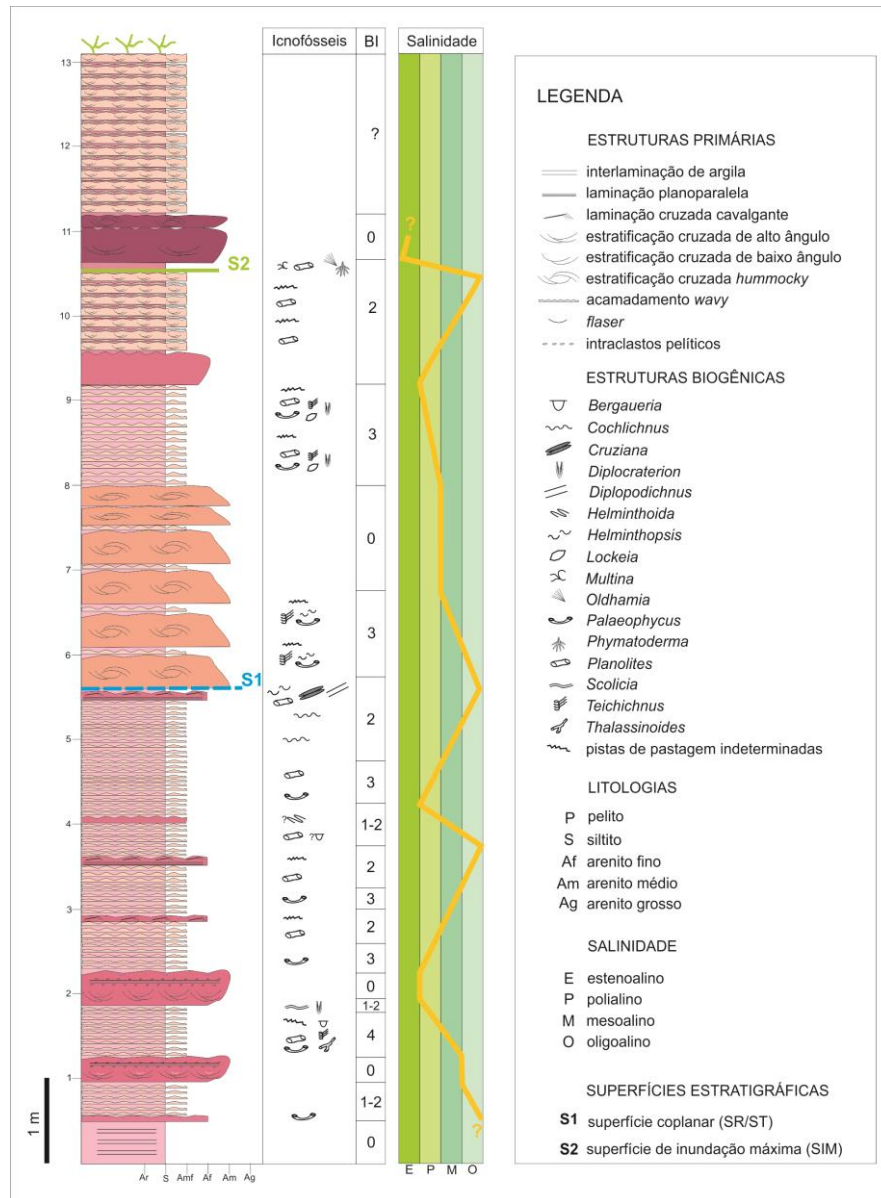


Figura 29 – perfil sedimentológico da região do Cerro Caveiras, Dom Pedrito-RS, apresentando o empilhamento sedimentar e as icnofácies identificadas. Cabe destacar que a associação icnológica observada indica alta variação de salinidade no intervalo estudado. Fonte: Lima (2010).

A sucessão vertical da unidade permite inferir a presença de pelo menos seis grandes conjuntos de parassequências agradacionais com espessura média de 20 m, iniciando com argilitos maciços na base, acima da superfície de inundação (conjunto de camadas retrogradacionais; *offshore*) e terminando, no topo, com siltitos

com acamadamento *wavy* e *linsen* (conjunto de camadas progradacionais; *shoreface* inferior).

Na parte superior da unidade (últimos 20 m) ocorre marcada mudança nas parassequências. Embora continuem com padrão agradacional e indicando alternância de fácies de *offshore* e *shoreface* inferior, a espessura média reduz para 5 m, e o teor total de areia aumenta. A mudança deve refletir ajuste nas taxas de acomodação e suprimento sedimentar em escala regional. Na falta de mais elementos, sugerimos a existência de um limite de sequências separando este intervalo do inferior.

O contato superior da Formação Teresina, com a Formação Rio do Rasto, foi marcado no aparecimento de siltitos e argilitos vermelhos, maciços, de origem lacustre, aos quais se associam arenitos finos cinza claro de origem eólica (campos de dunas) (fig. 30).

3.2.7 - Formação Rio do Rasto

Aflora em apenas três locais na Folha Igrejinha, no extremo sul, junto a fronteira com o Uruguai. Sua espessura foi estimada em 5 m.

Apresenta siltitos vermelhos laminados e arenitos finos cinza claros e avermelhados, quartzosos, arredondados, com boa esfericidade e boa seleção, com laminação sub-horizontal e estratificação cruzada de médio a muito grande porte (15 a 50 cm de espessura) (figs. 31 e 32). As lâminas sub-horizontais apresentam muitas vezes grãos de arenito médio no topo, caracterizando discreta gradação inversa, característica das laminações transladantes. Medidas de paleocorrentes indicam transporte para sudoeste.

Embora a pouca expressão da área aflorante, a fácies eólica pode ser reconhecida a partir das laminações transladantes bem como das estratificações cruzadas acanaladas, características de fácies de interdunas e dunas eólicas. As litologias pelíticas associadas representam corpos lacustres de pequena extensão. Na região de Bagé – Aceguá, distante cerca de 80 Km do limite da folha Igrejinha, a presença de anfíbios de grande porte nas litologias pelíticas indica presença de água doce (Lavina, 1992).

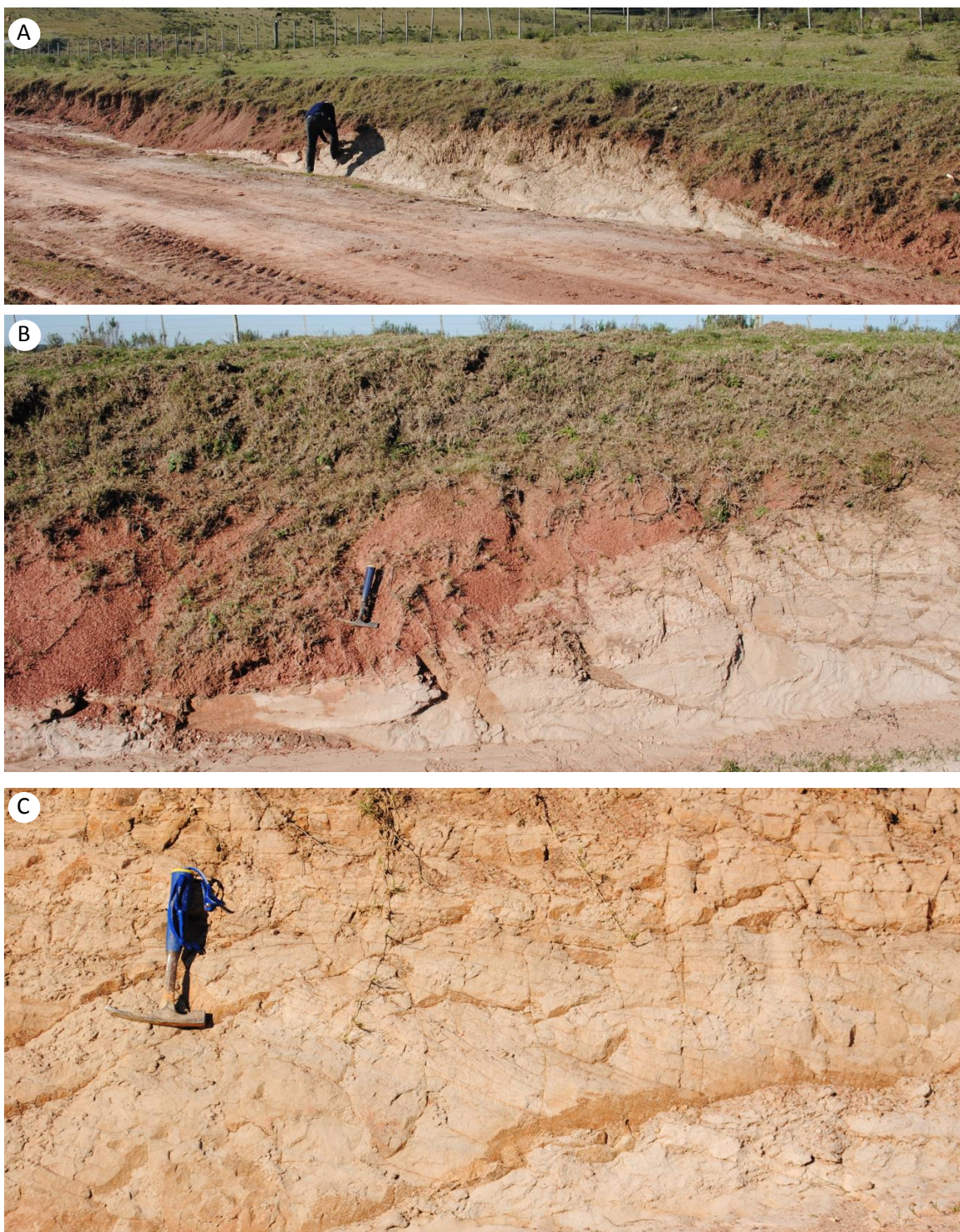


Figura 30 – A e B) contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Pelitos lacustres da Formação Rio do Rasto se sobrepõem, em discordância, sobre os arenitos marinhos com estratificação cruzada *hummocky* da Formação Teresina (EL-136). C) detalhe dos arenitos com estratificação cruzada *hummocky* da Formação Teresina.

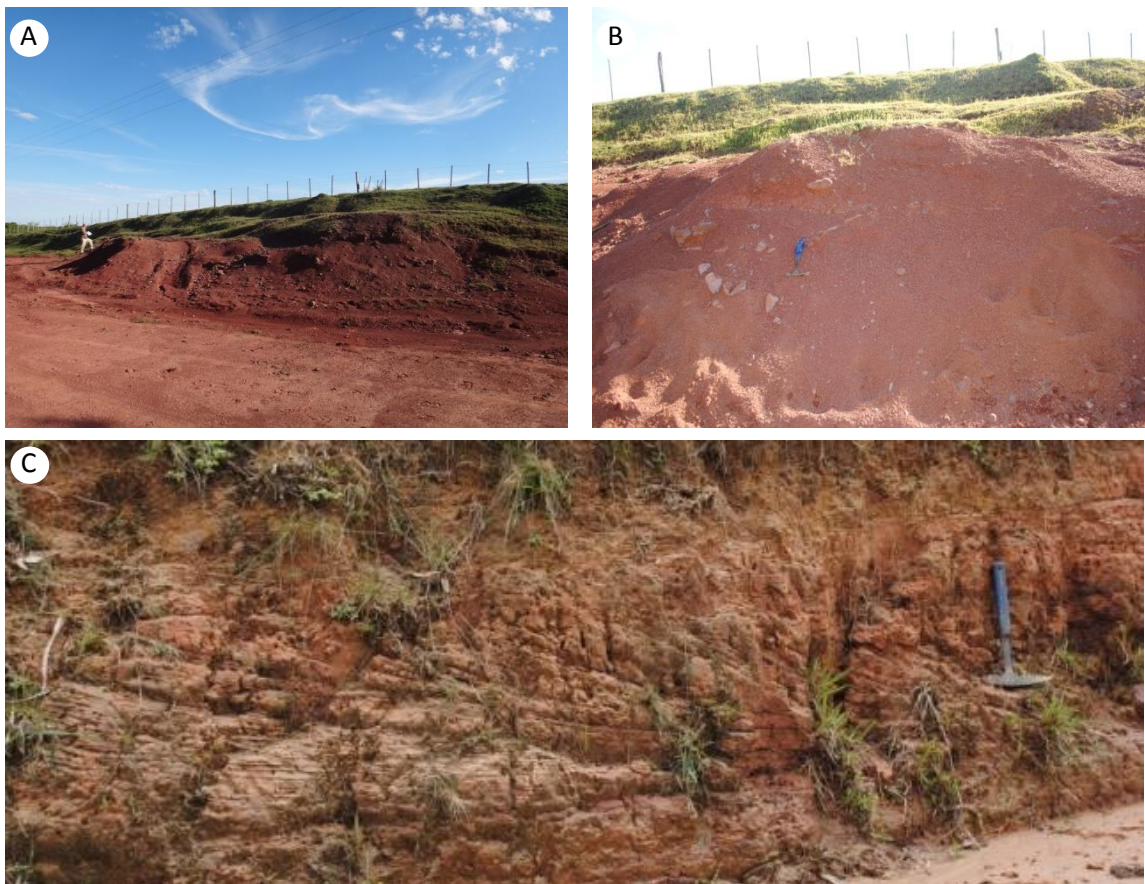


Figura 31 – Formação Rio do Rasto A e B) pelitos avermelhados depositados em ambiente lacustre (RL-18) C) fácies eólica composta por arenito fino com estratificação cruzada acanalada de muito grande porte (RL-42).

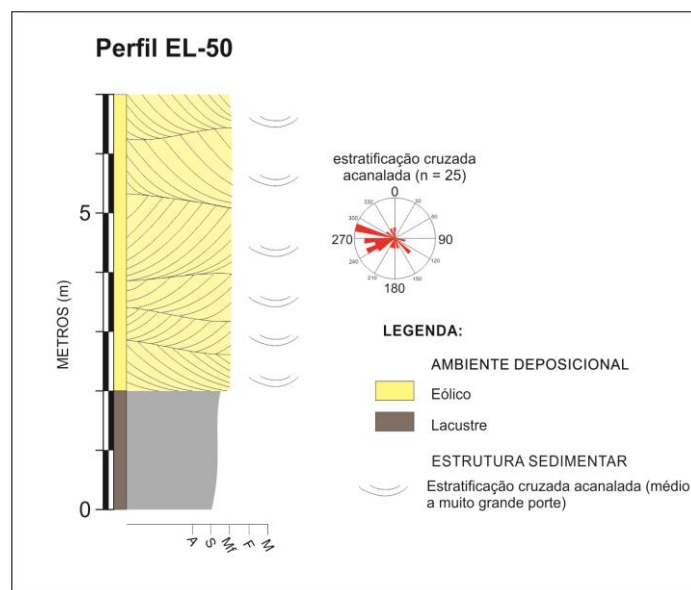


Figura 32 – Formação Rio do Rasto - perfil sedimentológico da fácies eólica, com medições de paleocorrentes indicando migração preferencial para SW-W, afloramento EL 50.

As fácies presentes na Folha Igrejinha são compatíveis com as encontradas no Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto da parte central do Estado do Rio Grande do Sul. Deste modo, apesar do reduzido número de afloramentos, podemos concluir pela ausência do Membro Serrinha, inferior. A análise de poços da Petrobrás demonstra a progressiva redução na espessura deste membro desde 300 m em Santa Catarina (poço Piratuba 1), 200 m na parte norte do Rio Grande do Sul (poço Lagoa Vermelha 1) até 40 m na região centro-oeste (poço Alegrete 1). Como consequência, na Folha Igrejinha, os depósitos lacustres e eólicos do Membro Morro Pelado assentam em discordância sobre os sedimentos marinho rasos da Formação Teresina (fig. 30).

A idade da Formação Rio do Rasto é geralmente aceita como estando relacionada ao andar Wuchiapingiano (= Tatariano; e.g. Barberena *et al.* 1991). A paleoherpetofauna encontrada nos Estados do Paraná e Rio grande do Sul suporta esta interpretação, mas também permite, por correlação com a África do Sul (Supergrupo Karoo) e Plataforma Russa, melhor detalhamento com relação ao obtido com análises bioestratigráficas com base em palinórfos. A associação de répteis da região de Posto Queimado (Município de São Gabriel) permite inferir que a sedimentação do Membro Morro Pelado iniciou ainda no Changhsingiano (= Kazaniano) e se estendeu por toda a época Lopingiana (= Kazaniano + Tatariano), sem adentrar ao Triássico (Langer & Lavina, 2000; Boos *et al.* 2013).

3.2.8 - Depósitos aluviais

Ocupam ampla área na Folha Igrejinha (cerca de 846 Km²), principalmente na sua região central. Os aluviões pertencem ao rio Santa Maria e seus principais arriões afluentes: do Salso, Santa Maria Chico, Ponche Verde, Upamaroti e dos Porcos.

Podem ser subdivididos em depósitos de canais, formados na maior parte das vezes por areias finas e muito finas, resultado da erosão das unidades sedimentares da Bacia do Paraná. Na parte nordeste da folha, onde afloram unidades do embasamento e as formações Rio do Sul e Rio Bonito, as barras fluviais apresentam areias grossas e, por vezes, cascalheiras com grânulos e seixos. As fácies de

planície de inundação são amplamente dominantes, apresentando relevo baixo e plano, e em grande parte ocupadas por plantações.

3.2.3. Algumas considerações sobre a Supersequência Gondwana I na Folha Igrejinha

O trato de sistemas de mar baixo da Supersequência I é representado pelos depósitos glacio continentais da base da Formação Rio do Sul. O trato de sistemas transgressivo inicia na parte superior da Formação Rio do Sul, se estendendo pelas formações Rio Bonito, Palermo e base da Formação Irati (Membro Taquaral), enquanto o Trato de Sistemas de Mar Alto se desenvolve a partir do Membro Assistência da Fm. Irati até a formação Rio do Rasto.

A superfície transgressiva da Supersequência foi posicionada no limite entre os diamictitos e “varvitos” da parte inferior e os folhelhos e siltitos marinhos da parte superior da Formação Rio do Sul. A superfície de Máxima Inundação foi posicionada na primeira camada de folhelho betuminoso do Membro Taquaral da Formação Irati. Estudos anteriores apoiam a inferência (Lavina, 1992; Perinotto, 1992; Lopes, 1995). Cabe destacar que Milani (1997) posiciona esta superfície na parte média da Formação Palermo, enquanto Rodrigues (2010) a posiciona em nível com grande concentração de carbono orgânico na parte inferior do Membro Taquaral da Formação Irati.

Apesar da insuficiência de bons afloramentos para análise estratigráfica de detalhe, sugerimos que o trato de sistemas de mar alto desenvolveu-se como uma série de regressões forçadas. Deste modo, a geração negativa de espaço de acomodação foi mais importante que o aporte sedimentar para explicar a progradação das fácies continentais para interior da bacia. A evolução climática do Permiano, em sentido a aridez crescente, foi o principal fator responsável pela evolução do trato de mar alto.

A Supersequência Gondwana I guarda o registro de uma grande variação climática, através do contraste entre os depósitos glácio-marinhos neocarboníferos e os depósitos continentais de clima árido do Neopermiano.

4. Recursos Minerais

Os recursos minerais registrados na Folha SH.21-Z-D-II Igrejinha foram provenientes do Banco de Dados de Recursos Minerais da CPRM (GEOBANK) e do cadastramento realizado pelas equipes de mapeamento da UNISINOS durante os trabalhos de campo.

Totalizam 35 registros dos quais 2 estão na categoria de Indício, 3 na de Garimpo e 30 na de Ocorrência.

4.1. Calcário

As ocorrências de calcário estão restritas à Formação Irati (Membro Assistência), totalizando 27 registros ao longo da faixa de afloramento da unidade. São camadas lenticulares com espessuras individuais variando entre 5 e 10 cm amalgamadas ou separadas por camadas de siltito pouco espessas (1 a 2 cm), compondo no conjunto camadas que podem atingir entre 0,2 e 0,5 m de espessura e são compostas predominantemente por micrita.

4.2. Folhelho pirobetuminoso

Associado ao topo da Formação Irati este recurso foi identificado junto a apenas uma ocorrência de calcário (EL-81). O grau de intemperismo não permitiu, nas demais áreas, sua plena caracterização.

4.3. Carvão

Camadas de carvão da Formação Rio Bonito afloram em três locais. Algumas ocorrências já constavam do mapa do Projeto Mapeamento Geológico do Arco Bagé-São Gabriel (Szubert & Toniolo, 1982) realizado no escopo do Projeto carvão Energético no Estado do Rio Grande do Sul no início da década de 80, todavia não estavam cadastradas no GEOBANK.

As camadas afloram em estrada municipal paralela ao sul da BR293 e são compostas predominantemente por carvão detrítico (vitritina + inertinita) e lâminas milimétricas de vitrênio. As espessuras aflorantes situam-se 1,5 m (EL-29) e 2,20 m (EL-16), contrastando com as espessuras amostradas nas sondagens DP-01 e DP-02-RS situadas ao sul dos afloramentos, que não ultrapassam a 0,26 m (média de 8

cm), situando o depocentro desta fácies no eixo do paleovale referenciado na descrição da formação Rio Bonito.

4.4. Saibro

Material usado na conservação das estradas municipais da área, sendo extraído de duas áreas atualmente paralisadas. As rochas-fonte do material, por alteração superficial, são o Granito Santo Afonso (RL-23) e o Complexo Granulítico Santa Maria Chico (RL-101), em área de predomínio da Fácies Ortoderivada Granítica. As duas ocorrências foram cadastradas como depósitos inativos.

4.5. Areia

A areia é retirada em um local do leito da Sanga Funda (HK-32), arroio afluente do rio Santa Maria Chico (margem direita). É removida areia de barras de canal que tendem a obstruir o leito atual, divergindo o fluxo para a margem, o que faz com que aumente significativamente o processo erosivo e o desbarrancamento.

4.6. Cassiterita

A cassiterita ocorre apenas como indício, pois é proveniente de dois dados de concentrados de bateia cadastrados no GEOBANK. As ocorrências situam-se em dois arroios afluentes, pela margem direita, do rio Santa Maria Chico, nas fazendas Cerro Frio e Santa Ofanda Formosa, região leste da folha. Sua origem pode estar relacionada à zona de contato entre o Granito Santo Afonso e o Complexo Metamórfico Santa Maria Chico e encontra-se em área delimitada através da geofísica como anômala para o Parâmetro F.

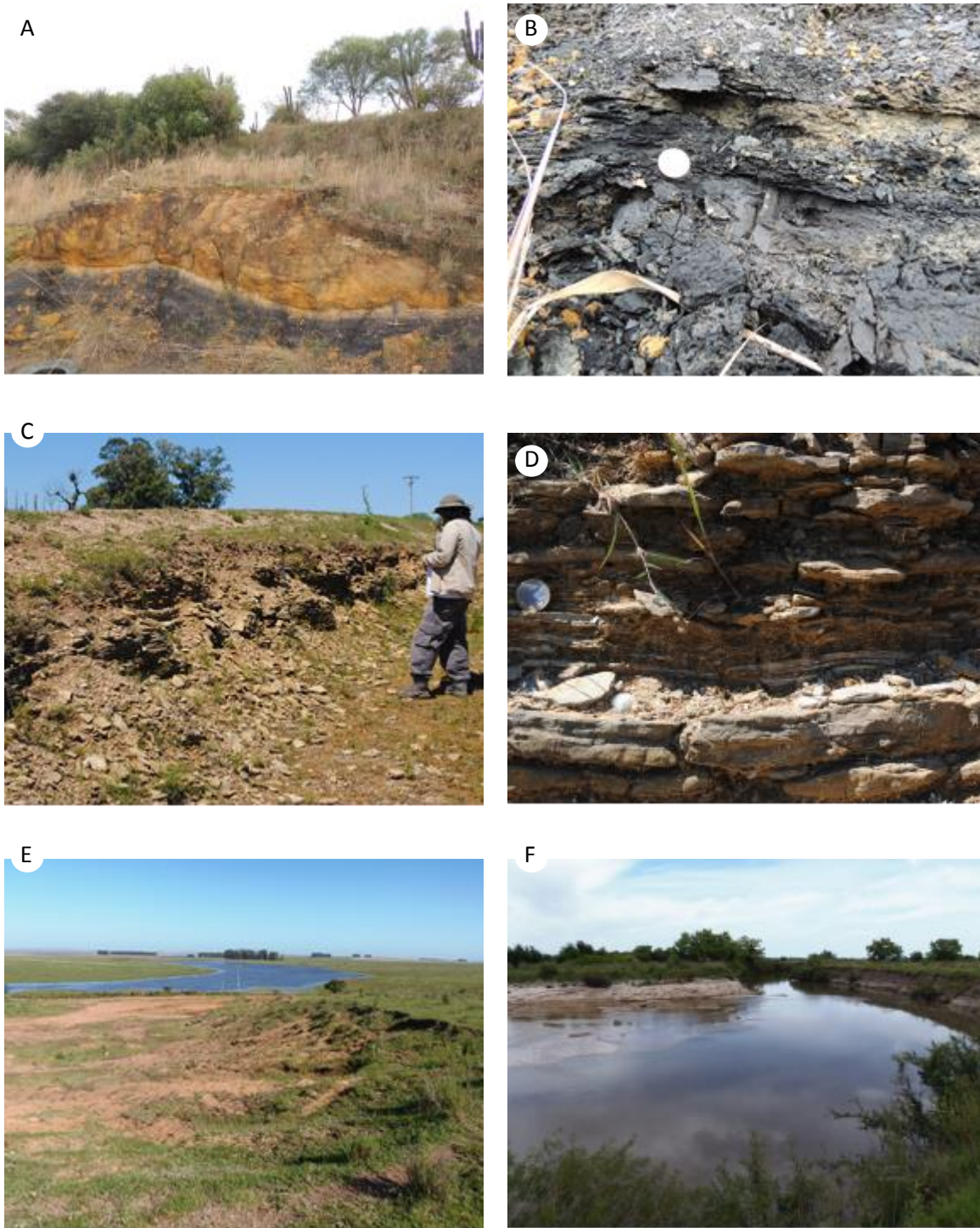


Figura 33 A) afloramento de camada de carvão na Fm. Rio Bonito (EL-15). B) detalhe da camada de carvão. C) camada de calcário da Formação Irati (RL-09). D) detalhe das camadas de calcário da Fm. Irati E) saibreira sobre o Granito Santo Afonso (RL-23). F) área de extração de areia em depósito aluvionar atual (Sanga Funda, HK-32).

5. Agradecimentos

Agradecemos à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais CPRM a confiança depositada e todo o auxílio prestado. Ao prefeito de Dom Pedrito, Sr. Lidio Dalla Nora Bastos, aos Srs. Gerson Ferreira, Luciano Franco e Cleyson Pozzebon, da AGROS Assessoria Agronômica, e aos proprietários rurais do município, por todas as facilidades que nos propiciaram. Aos acadêmicos Tiago Girelli e Débora Lambert à dedicação e a qualidade que agregaram ao trabalho. Ao prof. Francisco Tognolli a descrição das lâminas petrográficas.

6. Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M.. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. Congresso Brasileiro de Geologia, 23. *Anais...*, 1: 24-46.
- Barberena, M.C.; Araujo, D.C.; Lavina, E.L.; Faccini, U.F. 1991. The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Triassic tetrapods. In: Internat. Gondwana Symposium, 7., São Paulo, 1988. *Proceedings...* São Paulo, IG-USP, p.455-67.
- Boos, A.D.S.; Schultz, C.L.; Vega, C.; Aumond, J. 2013. On the presence of the Late Permian dicynodont *Endothiodon* in Brazil. *Palaeontology*, p. 1-12.
- Cagliari, J.; Lavina, E.L.; Philipp, R.P. ; Tognoli, F.M.W.; Basei, M.A.S.; Faccini, U.F. 2014. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U-Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, no prelo (disponível no site da revista em <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.013>)
- Camozatto, E.; Lopes, R. da C.; Philipp, R.P. 2012. *Geologia e recursos minerais da Folha Hulha Negra – SH.22-Y-C-I – Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:100.000*. CPRM, Superintendência Regional de Poro Alegre, Programa Geologia do Brasil, 157 p.
- Chemale Jr.,F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F.(eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. 13-52pp.
- Esteban, J.J.; Cuevas, J. ; Tubía, J.M. ; Velasco, F ; Vegas, N. 2011. Características petrográficas y mineralógicas derivada de las peridotitas de Ronda (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 50-1: 39-42.
- Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Fragoso-Cesar, A.R.S.. 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., *Atas*. 1: 75-91.
- Fairbridge, R.W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle, In: Olausson, E. & Cato, I. (Eds.). *Chemistry and biogeochemistry of estuaries*, John Wiley, Chichester.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Lavina, E.L., Altamirano, J.R.F.. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, *Atas...* p.477-491.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Wernick, E., Soliani Jr., E.. 1982 Evolução geotectônica do cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...* 33(7): 3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Fambrini G. L.; Almeida, R.P.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian L.; Riccomini, C.; Machado R.; Nogueira, A.C.R.; Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências – Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. 30 (3):438-441.
- Fragoso-Cesar, A.R.S.; Almeida, R.P.; Fambrini G. L.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema de intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: Encontro sobre a

- Estratigrafia do RS: Escudo e Bacias, 1, *Boletim Resumos*, p.139-144.
- Fúlfaro, J. V.; Saad, A. R.; Santos, M. V.; Vianna, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In Paulipetro.; ed. *Geologia da Bacia do Paraná, reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo: IPT/CESP, p.75 - 115.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M., Formoso, M.L.L., Menegat, R., Basei, M.A.S. 2005. New radiometric data from ash fall rocks in Candiota coal-bearing strata and the playnostratigraphic framework in Southern Paraná Basin (Brazil). In: Pankhurst, R.J., Veiga, G.D. (Eds) *Abstracts. Gondwana 12*, Mendoza, Argentina, p.89.
- Guerra-Sommer, M. ; Cazzulo-Klepzig, M.; Santos, J.O.S.; Hartmann, L.; Ketzer, J.M.; Formoso, M.L.L. 2008. Radiometric age determination of tonstein and stratigraphic constrains for the Lower Permian coal sucession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 74: 13-27.
- Kingston, D.R. ; Dishroon, C.P.; Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67: 2175-93.
- Langer, M.C. & Lavina, E.L. 2000. Os amniotas do Neopermiano e Eotriássico da Bacia do Paraná – répteis e “répteis mamaliformes”. In: Holtz, M. & De Ros, L.F. (eds.) *Paleontologia do Rio Grande do Sul*, Edição CIGO-UFRGS, p. 210-35.
- Lavina, E.L.. 1992. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kanaziano-Scitiano) da Bacia do Paraná*. Curso de Pós-Graduação em Geociências. 336p. Tese (Doutorado em Geociências) – IG, UFRGS.
- Lavina, E.L. & Lopes, R. da C. 1987. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula-Coutiana*, Porto Alegre, 1: 51-1-03.
- Lavina, E.L., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Fragoso-Cesar, A.R.S.. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eopaleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 21, 185-227.
- Lavina, E. L., Nowatzki, C. H., Santos, M. A., Leão, H. Z. 1985. Ambientes de sedimentação do Super-Grupo Tubarão na região de Cachoeira do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 21: 5-76.
- Lima, J.H.D. 2010. *Iconologia de depósitos marinhos rasos regressivos: um exemplo do Permiano Superior da Bacia do Paraná*. Dissertação de Mestrado. São Leopoldo:Unisinos.
- Lopes, R. da C. 1995. *Arcabouço Aloestratigráfico para o Intervalo Rio Bonito- Palermo (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado. São Leopoldo:Unisinos.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oliveira, J.M.M.R & Fernandes, L.A.D. 1991. Estágios finais da deformação do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. *Simpósio Nacional Estudos Tectônicos*, 3, 1-4.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F., Lopes, R. Da C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F.(eds) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS. p 231-274.

- Pedreira da Silva, A.; Lopes, R da C.; Vasconcellos, A.M.; Bahia, R.B. 2003. Bacias sedimentares paleozoicas e meso-cenozóicas interiores. In: Bizzi, L.A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R.M.; Gonçalves, J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, Cap. 2, p. 55-85.
- Perinotto J.A. de J. 1992. *Análise Estratigráfica da Formação Palermo (P), Bacia do Paraná, Brasil*. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP, Tese de doutorado.
- Rodrigues, R.; Pereira, E.; Bergamachi, S.; Alferes, C.L.F. 2010. Carbon isotope stratigraphy of organic matter: Irati Formation, Lower Permian of Paraná Basin. In: *South American symposium on isotope Geology*, 7, Brasília.
- Santos, R.V. ; Souza, P.A. ; Alvarenga, C.J.S. ; Dantas, E.L. ; Pimentel, E.L.; Oliveira, C.G.; Araújo, L.M. 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, Okasa, 9: 456-63.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. 1999. Gênese e evolução geoquímica do magmatismo da sequência vulcânica ácida – Dom Pedrito, RS. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1. *Boletim de Resumos*, p.29.
- Streckeisen, A.L. 1976. To each plutonic rock, its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Szubert, E. C. & Toniolo, J. A. 1982. Projeto Carvão Energético no Estado do Rio Grande do Sul: Mapeamento Geológico da Área do arco São Gabriel-Bagé - Formação Rio Bonito. Porto Alegre: CPRM/DNPM (relatório interno).
- Wildner, W.; Lima, E.F.; Camozzato, E.; Lopes, R.C. 1997. Vulcanismo Neoproterozóico - Cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista*, 3 (3): 19-27.
- Wildner, W.; Lopes, R. da C.; Romanini, S.; Camozzato, E. 2003. Contribuição à estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná. In: Encontro sobre estratigrafia do Rio Grande do Sul: escudos e bacias, 1, Porto Alegre, SBG, *Anais...* p. 204-10.
- Wildner, W. & Nardi, L.V.S. 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo Neoproterozóico do Sul do Brasil – Platô do Taquarembó – RS. In: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, I, *Boletim de Resumos*, p.30.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 26, p.63-81.
- Vernon, R.H. & Clarke, G. 2008. *Principles of metamorphic petrology*. New York, Cambridge University Press, 446 p.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolfi, M. A. M. Vieira, I. S., Conceição, J. C. J., Appi, V. T., Neto, E. V. S., Cerqueira, J.; R.; Marques, A. The Paraná Basin, Brazil. In: Leighton, M. W.; Kolata, D. R.; Oltz, D. F. Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, v. 51, p. 681-708, 1990.
- Zalán, P. V.; Conceição, J. C. J.; Wolf, S.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Neto, E. V. S.; Cerqueira, J. R.; Zanotto, O. A.; Paumer, M. L.; Marques, A. Análise da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEXCENPES, 1986. 172 p. (Re-

latório GT-OS-009/85).