

Fábio Luiz Wankler

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL E
COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL DO AQUÍFERO
PASSO DAS TROPAS, NA REGIÃO DE SANTA MARIA-
RS: INFLUÊNCIAS NO COMPORTAMENTO
HIDROGEOLÓGICO.**

UNISINOS - PPGeo

São Leopoldo, agosto de 2006.

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

FÁBIO LUIZ WANKLER

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL E COMPARTIMENTAÇÃO
ESTRUTURAL DO AQÜÍFERO PASSO DAS TROPAS, NA
REGIÃO DE SANTA MARIA-RS: INFLUÊNCIAS NO
COMPORTAMENTO HIDROGEOLÓGICO.**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade do Vale dos Sinos - UNISINOS, como pré-requisito parcial e último para obtenção do Título de Doutor em Geologia (Área de concentração Geologia Sedimentar)

Orientador: Prof. Dr. Ubiratan Feruccio Faccini

Co-orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim

UNISINOS - PPGeo

São Leopoldo, agosto de 2006.

FICHA CATALOGRÁFICA

Wankler, Fábio Luiz

Arquitetura Deposicional e Compartimentação Estrutural do Aquífero Passo das Tropas, na região de Santa Maria-RS: influências no comportamento hidrogeológico.

Tese – Doutorado – Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas,
Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS

ATESTADO DE APROVAÇÃO

ATESTAMOS que a tese de Doutorado

**ARQUITETURA DEPOSICIONAL E COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL
DO AQUÍFERO PASSO DAS TROPAS NA REGIÃO DE SANTA MARIA-RS:
INFLUÊNCIAS NO COMPORTAMENTO HIDROGEOLÓGICO,**

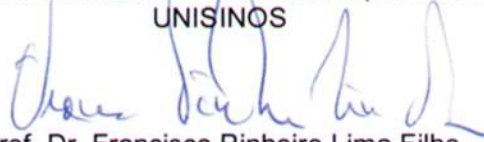
apresentada por **Fábio Luiz Wankler,**

foi aceita e aprovada como atendimento parcial aos requisitos para a obtenção
do grau de **Doutor em Geologia**, com conceito APROVADO COM DISTINÇÃO

Banca Examinadora:



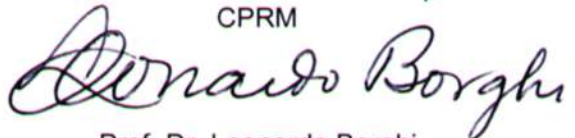
Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini (Orientador)
UNISINOS



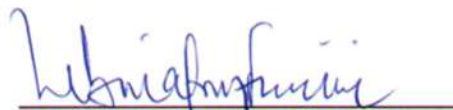
Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho
UFRN



Prof. Dr. Ricardo da Cunha Lopes
CPRM



Prof. Dr. Leonardo Borghi
UFRJ


Presidente da Banca Examinadora

25 / 08 / 2006
Data

Aos meus Pais,
Lauro (*in Memoriam*)
e Lêda

AGRADECIMENTOS

A minha esposa Cátia.

As minhas três mães: Leda, Deusa e Idala.

As minhas cunhadas Carla e Cláudia e meus cunhados pelo carinho.

A meus irmãos, Carmem, Paulo, Eurico e Martha pelo incentivo.

Aos meus seis sobrinhos, por existirem.

Ao meu orientador, Prof Dr. Ubiratan Faccini, pela parceria, pela compreensão e confiança, sobretudo nos momentos difíceis.

Ao meu Co-orientador, Prof. Dr. Paulo Paim, pela valiosa ajuda em todas as etapas deste trabalho e por sua amizade.

À amiga Lucy, sempre indispensável.

Aos acadêmicos de Geologia Pablo, Viviane e Camila, da UNISINOS e de Geografia Dionara e Vagner, da UFSM; Bernardo da UFRGS; e Luciana da UFRR pela dedicação, entusiasmo e companheirismo no apoio à pesquisa.

À equipe do Laserca, Alessandro, Telmo e Vagner, pela eficiência e solidariedade.

À CAPES pela bolsa de doutorado.

Ao Pós-Graduação da UNISINOS e sua equipe, por me acolher.

À CPRM Porto Alegre, em especial ao Geólogo Dr. Cunha Lopes, que também foi meu colega de pós-graduação, pelo apoio inestimável para elaboração do mapa geológico e discussões proveitosas.

Ao Instituto de Geociências da UFRR, pela liberação neste último ano do doutorado.

Aos servidores técnico-administrativos da UFRR, em especial a Maria Antônia Oliveira da Silva, pelo apoio mais que necessário.

Aos demais colegas de pós-graduação da UNISINOS, pelo incentivo e acolhida.

A todos aqueles que passaram pelo meu caminho ao longo dessa trajetória e que contribuíram para o seu êxito, mesmo que só com “aquele” sorriso na hora certa.

Muito obrigado!

...o trabalho científico do indivíduo está tão inseparavelmente conectado ao de seus antecessores e contemporâneos, que parece ser quase um produto impessoal de sua geração

Albert Einstein

SUMÁRIO

	Pág.
1 - INTRODUÇÃO	19
1.1 - Localização da Área de Estudo	23
1.2 - Objetivos	23
1.2.1 – <i>Geral</i>	23
1.2.2 – <i>Específicos</i>	22
1.3 - Metodologia	23
1.3.1 – <i>Mapeamento Geológico</i>	24
1.3.2 – <i>Correlação dos Perfis Gama</i>	24
1.3.3 – <i>Modelos Tridimensionais</i>	26
1.3.4 – <i>Análise Faciológica em Superfície</i>	27
1.3.5 – <i>Ground Penetrating Radar</i>	28
1.3.6 - <i>Integração das Diversas Escalas de Trabalho</i>	30
1.4 - Aquífero Passo das Tropas: evolução do conhecimento	30
1.4.1 – <i>O Contexto Hidrogeológico do Aquífero Passo das Tropas</i>	30
1.4.2 – <i>O Contexto Geológico do Membro Passo das Tropas</i>	33
1.4.2.1 - <i>Contexto Tectono-estrutural e Estratigráfico</i>	33
1.4.2.2 – <i>Litoestratigrafia e Ambiente deposicional</i>	36
1.4.2.3 - <i>Registro Fóssilífero no Membro Passo das Tropas</i>	40
2 – REFERENCIAL TEÓRICO	42
2.1 - Heterogeneidades em Aquíferos	42
2.1.1 – <i>Modelo Conceitual do Aquífero</i>	45
2.1.2 – <i>Compartimentação Tectônica em Aquíferos</i>	50
2.2 – Arquitetura Estratigráfica e Depositional - processos e controles	51
2.2.1 – <i>Construção de Modelos Depositionais – uma abordagem multiescalar</i>	57
2.2.2 – <i>Gigaescala e Megaescala</i>	60
2.2.3 – <i>Macroescala e Mesoescala</i>	71
2.2.3.1 – <i>Escala de Faixa de Canal (macroescala)</i>	71
2.2.3.2 – <i>Escala de Barra de Canal (mesoescala)</i>	74
3 - APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	77
3.1 – Mapa Geológico e Arcabouço Litoestratigráfico da Região de Santa Maria	77
3.1.1 – <i>Formação Sanga do Cabral</i>	81
3.1.2 – <i>Formação Santa Maria- Membro Alemoa</i>	83
3.1.3 – <i>Formação Caturrita</i>	85

3.1.4 – Formação Botucatu	87
3.1.5 – Formação Serra Geral	88
3.1.6 – Depósitos Terciários	89
3.1.7 – Depósito Quaternários	89
3.2 – O Membro Passo das Tropas: Estratigrafia e Arquitetura Depositional	91
3.2.1 – Litofácies.	95
3.2.1.1 – Estruturas de <i>Soft Deformation</i>	101
3.2.2 – Eletrofácies	110
3.2.2.1 – Correlação Estratigráfica	114
3.2.3 - Subunidade São Valentim	117
3.2.3.1 - Associação de litofácies do intervalo Inferior	118
3.2.3.2 - Associação de litofácies do intervalo superior	126
3.2.3.3 – Sistema Depositional	136
3.2.4 - Subunidade Sarandi	139
3.2.4.1 - Associação de litofácies do intervalo inferior	142
3.2.4.2 - Associação de litofácies do intervalo superior	147
3.2.4.3 – Sistema Depositional	154
3.3 – Sistema Fluvial Passo das Tropas: processos e controles deposicionais	156
3.4 – O Aquífero Passo das Tropas: heretogeneidades estratigráficas e estruturais	162
3.4.1 - <i>Compartimentação Estrutural</i>	162
3.4.1.1 – Sistema de Falhas	162
3.4.1.2 – Características Petrofísicas	166
3.4.2 - <i>Modelo Conceitual Qualitativo do Aquífero</i>	170
4 – CONCLUSÕES	176
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	179
ANEXOS	188

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
CAPÍTULO 1	
Fig. 1.1- Mapa geológico simplificado de parte da cobertura mesozóica do RS com a localização da área de estudo do projeto (Faccini, 2000).	22
Fig. 1.2- Tipos de padrões de refletores (Mitchum <i>et al.</i> , 1977).	28
Fig. 1.3- Aquífero Passo das Tropas: (A) principais compartimentos estruturais do SAG, sendo assinalada (retângulo vermelho) a área ampliada abaixo em (B) onde mostra as principais subdivisões hidroestratigráficas (porções aflorantes) do SAG. O retângulo branco assinala à área de estudo. Em (C) e (D), respectivamente, temos os principais blocos e sub-blocos estruturais da região de Santa Maria. Figuras (A) e (B) de Machado (2005); (C) e (D) de Da Rosa & Faccini (2005), todas com modificações.	32
Fig. 1.4- Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Em vermelho, a faixa de afloramentos do Grupo Rosário do Sul (Superseqüência II de Milani <i>et al.</i> (1998); Seqüência Santa Maria de Faccini <i>et al.</i> (2003) ou Seqüência Santa Maria I de Zeffass <i>et al.</i> (2003); a seta amarela localiza a área de estudo (modificado de Faccini, 2000).	34
Fig. 1.5- Contexto distensional, reativação de falhamentos, implantação de grabens e atividades magmáticas associadas no setor sul-sudoeste do Gondwana, durante o Mesozóico. O retângulo (em vermelho) localiza a faixa de ocorrência do meio-graben da Formação Santa Maria, cuja implantação é associada a este evento distensional (modificado de Uliana <i>et al.</i> 1995).	35
Fig. 1.6- Quadro comparativo das diferentes propostas litoestratigráficas do intervalo permo-triássico/juro-cretácico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul.	35
Fig. 1.7- Coluna litoestratigráfica e hidroestratigráfica esquemática da região Central do Rio Grande do Sul. Em vermelho, a unidade-alvo. (modificado de Faccini <i>et al.</i> (2003).	37
CAPÍTULO 2	
Fig. 2.1- Relação entre porosidade e granulometria em um aquífero poroso granular. Observar que os maiores valores situam-se entre areia média e grossa (modificado de Machado, 2005)	44
Fig. 2.2- Fluxograma da abordagem metodológica de Hubbenberger & Aigner, (1999) para estudos multiescalares em aquíferos, adaptada por Guiardin & Faccini (2002) para estudos do Aquífero Guarani na região central do Rio Grande do Sul. Em vermelho, as áreas onde o assunto da tese se insere.	44
Fig. 2.3- Rede de fluxo de água subterrânea. Seção transversal de um sistema homogêneo e isotrópico, limitado no fundo por uma camada impermeável. As setas identificam os conceitos citados no texto (Hubbert, 1940; in Freeze & Cherry, 1993).	48
Fig. 2.4- Efeito da topografia no comportamento do fluxo de água subterrânea: A) corpo com condutividade hidráulica constante, em que o fluxo inicia num ponto topograficamente mais elevado (à direita) seguindo para um ponto de cota mais baixa (à esquerda); B) ao ser inserido um “relevo”, as elevações resultantes tornam-se pontos onde iniciam subsistemas de fluxo, que convergem para as áreas deprimidas contíguas - abaixo destas linhas de fluxo existirá uma rede regional ainda atuante (Freeze & Witherspoon, 1967; <i>in</i> Freeze & Cherry, 1993).	48
Fig. 2.5- Efeito da geologia no comportamento do fluxo de água subterrânea: A) Comportamento das linhas de fluxo em meios heterogêneos. Caso o aquífero apresente camadas com diferentes valores de condutividade hidráulica (K), as linhas de fluxo tendem a ser mais horizontalizadas, se comparadas às camadas de menor condutividade	49

B) corpo com duas camadas de diferentes valores de condutividade, em que linhas equipotenciais refratam e se verticalizam; C) a camada sotoposta apresentando grande diferença de permeabilidade - gera um caminho para o fluxo em que os efeitos da topografia são minimizados (Freeze & Witherpoon, 1967; *in* Freeze & Cherry, 1993).

Fig. 2.6- Ilustração esquemática da evolução hierárquica de falhas em arenitos – no estágio inicial gera-se uma banda de deformação que dependendo do grau de *stress* alcançado, pode evoluir para uma zona de bandas de deformação e, caso haja perda de coesão, uma superfície de deslizamento (Antonelli & Aydin, 1995).

51

Fig. 2.7- Relações entre a magnitude de eventos e sua importância em relação ao tempo. Reparar que no item assinalado (formação de terraço aluvial), perde significância na medida em que o intervalo de tempo considerado aumenta, chegando a não ter importância, se considerar um intervalo de tempo de 10.000.000 anos (modificado de Miall, 1996)

52

Fig. 2.8- Os processos geomórficos nas várias escalas de tempo (Schumm, 1977): A) Ciclo de erosão. Linha inferior indica elevação do vale e a superior a elevação dos divisores de água; B) Detalhe do intervalo “B” da figura anterior. Eventos episódicos de pequena escala de armazenamento e erosão dos sedimentos de barras e depósitos de planície de inundação; C) Eventos episódicos de “b”, vistos a partir do recorte “C”, em detalhe.

54

Fig. 2.9- Hierarquia dos ciclos de sedimentação, baseada nos conceitos geomórficos de respostas episódicas ou conjuntas do sistema fluvial à influência das forças alogênicas e autogênicas. (Schumm 1977): ciclos de 1^a, 2^a, 3^a e 4^a ordens.

54

Fig. 2.10- O sistema fluvial e suas três zonas principais (adaptado de Schumm, 1977)

55

Fig. 2.11- À esquerda encontra-se a concepção gráfica do modelo de Schumm (1977) para evolução da paisagem fluvial de intervalo cíclico, gradual (*graded*) e uniforme, e suas relações com as mudanças de gradiente do fundo do vale. Observe-se que em (I), o intervalo de tempo representado - que equivale a um ciclo completo de Davis (1899) - sofre mudança de seu gradiente seguindo um caminho exponencial. Este período seria representado no registro geológico. Um determinado momento da dinâmica fluvial obedece a leis de mudança “gradual” do gradiente. Este intervalo é visto em (II), como um determinado momento onde o gradiente está relativamente constante e, embora tenhamos flutuações do gradiente, as condições seriam estacionárias. O intervalo seria um período menor que 1.000 anos na história de um rio.

À direita tem-se o modelo de deposição episódica com os intervalos de tempo correspondentes. A partir do perfil de relevo equilibrado a (I), as figuras subjacentes são imagens em detalhe do ponto da curva onde se inicia a seta (Schumm, 1977).

56

Fig. 2.12- Processos e controles em sistemas fluviais: A) Fluxograma mostrando os controles e seus efeitos no sistema fluvial; B) Quadro mostrando as relações de dependência das variáveis do sistema deposicional, considerando a magnitude de tempo que eles representam dentro do sistema fluvial. Comparar com a figura anterior (modificado de Bridge, 2003)

58

Fig. 2.13- Modelo conceitual da hierarquia dos processos e controles atuantes em uma bacia sedimentar. Observar a relação entre os controles, processos e escala de observação do sistema fluvial (modificado de Leeder, 1993).

58

Fig. 2.14- Relação entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar e a resposta na compartimentação estratigráfica (Shanley & McCabe 1994 *In*: Faccini & Paim 2001).

61

Fig. 2.15- Efeitos no perfil fluvial ocasionados pela variação do espaço de acomodação. A) os sedimentos estão sendo transportados diretamente para a foz, que está no nível do mar. Nesta situação o perfil de equilíbrio coincide com o fluvial, não havendo erosão nem deposição. B) perfil de equilíbrio abaixo o perfil do fluvial, forçando o rio e ser inciso para restabelecer o equilíbrio (acomodação negativa subaérea); C) o efeito inverso de (B),

61

quando o rio agrada para restaurar seu equilíbrio. (Posamentier & Allen, 1999)

Fig. 2.16- Influência dos controles de montante (vazão, fluxo sedimentar e tectônica) e jusante (mudança do nível relativo do nível do mar). Esta relação só é válida até a primeira quebra de declive significativa (Knickpoint). (Posamentier & Allen, 1999). **62**

Fig. 2.17- Modelo de Shanley & McCabe (1994) para os controles da arquitetura estratigráfica continental, mostrando a contribuição do clima, da eustasia, da subsidência da bacia e do soerguimento da área fonte dentro do ambiente continental. Observe que nas bacias intracontinentais, a arquitetura estratigráfica não sofre nenhum efeito da eustasia. (Faccini & Paim, 2001) **63**

Fig. 2.18- Movimentos do perfil do canal em resposta as mudanças do nível de base inicial (1) e final (2). Em (A) ocorre a deposição para restabelecer o perfil; em (B) a erosão; e (C) temos incremento de espaço de acomodação através do deslocamento horizontal da desembocadura (Lane, 1955 in Schumm 1993). **63**

Fig. 2.19- Relação entre a denudação, razão relevo/comprimento da bacia e o relevo da bacia de drenagem. A curva ilustra o decréscimo da taxa de denudação durante a redução erosiva da paisagem ao longo do tempo. (Schumm, 1977) **65**

Fig. 2.20- Influências do nível de base, da tectônica e do clima no suprimento sedimentar. (Schumm, 1993). **67**

Fig. 2.21- Diagrama relacionando estratos fluviais, nível de base e estratos de shoreface, em sucessões fluviais conectadas com o litoral: (A) a passagem do HST tardio para o LST inicial com a formação do vale inciso; (B) deposição dos canais amalgamados e a passagem do LST tardio para TST; (C) condição de HST inicial; D) condição de HST tardio e formação de faixas de canal lateralmente extensas (Shanley & McCabe 1994; In: Faccini & Paim, 2001). **69**

Fig. 2.22- Modelo de balanço de acreção/degradação e a influência do suprimento sedimentar, do fluxo de corrente, do declive do canal e do tamanho de grão. (Blum & Törnqvist, 2000). **73**

Fig. 2.23- Diagrama esquemático mostrando as relações entre largura, profundidade, velocidade, carga em suspensão, rugosidade e declividade e vazão em um canal na situação de vazante (A, B) e de cheia (C, D) do rio (Leopold *et al*, 1964). **73**

Fig. 2.24- Representação hipotética de um canal entrelaçado simples durante um estágio de fluxo: A) localização das áreas mais prováveis de erosão/deposição durante as fases de vazante e cheia do rio. (B) dois cortes do canal (um a montante outro a jusante da barra), mostrando as geometrias do canal desenvolvidas durante estes diferentes estágios e as áreas de deposição/erosão correspondentes (modificado de Bridge, 2003). **75**

CAPÍTULO 3

Fig. 3.1- Mapa Geológico da área de estudo. **78**

Fig. 3.2- Coluna Estratigráfica composta da área de estudo (modificado de Faccini et al, 2003). **79**

Fig. 3.3- Mapa de pontos da área de estudo **80**

Fig. 3.4- Formação Sanga do Cabral: Mapa das áreas de afloramento da unidade, com a localização dos pontos citados nas figuras. **82**

Fig. 3.5- Formação Sanga do Cabral: A) afloramento onde se observa os elementos SB e LS (ponto 163) ; B) elemento arquitetural LS - estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies SI, ponto 24); C) elemento arquitetural SB: detalhe da litofácies Cgi (ponto 146). **82**

Fig.3.6- Mapa das áreas aflorantes do membro Alemoa com localização dos afloramentos citados no texto. **84**

Fig. 3.7- Formação Santa Maria - Membro Alemoa. A) Litofácies Pelíticas com pelitos maciços (Fsm) e nódulos carbonáticos (Fk); B) Aspecto geral dos afloramento de pelitos maciço do Ponto 211; C) pelitos maciços (Litofácies Fms) com níveis de paleosolo em lentes de arenitos finos (litofácies Sh) que em detalhe se observa; D) traços de raízes e radículas (ponto 115).	84
Fig. 3.8- Formação Caturrita: Mapa das áreas de afloramento da unidade, com a localização dos pontos citados nas figuras.	86
Fig. 3.9- Formação Caturrita: Elementos Arquiteturais: A) elemento arquitetural Canal (CH) tipo Ribbon (ponto 215); B) detalhe de (A), mostrando os depósitos de topo de barra (climbing ripples); C) elemento arquitetural Canal (CH) tipo preenchimento multiepisódico (ponto 216); D) elemento arquitetural depósitos de crevasse splay (CS) intercalados com depósitos de floodplain (elemento arquitetural FF) - ponto 215.	86
Fig. 3.10- Localização das unidades cretácicas da área de estudo.	90
Fig.3.11- Ponto de Vista panorâmica do Nordeste da área de estudo, onde se observa as áreas de afloramento das Formações Serra Geral, Botucatu e dos depósitos quaternários.	90
Fig. 3.12- Localização dos Depósitos Terciários e Quaternários.	90
Fig. 3.13- Aspecto geral dos afloramentos dos depósitos terciários, onde se reconhecem as fácies conglomeráticas (Gm) e arenosa (Sm, St) (ponto 101).	90
Fig. 3.14- Mapa de localização do Membro Passo das Tropas	92
Fig. 3.15- Membro Passo das Tropas : A) sobreposição do mapa geológico da unidade sobre o MNT do terreno no aplicativo ENVI 4.1. Observar em (A) as ocorrência da unidade como cornijas das elevações a SI e SE da área. B) seção em perfil da figura acima mostrando como as formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita se projetam sob a Serra Geral.	92
Fig.3.16- Conglomerados intraformacionais do Membro Passo das Tropas: A) Foto da seção-tipo do Membro Passo das Tropas onde a pessoa em pé assinala a base da unidade; B) Detalhe da figura anterior onde vemos o nível de intraclastos característico deste intervalo; C) Foto dos conglomerados intraformacionais da base da Subunidade Sarandi (ponto 52); D) detalhe da figura anterior, mostrado um intraclasto na base da camada de arenito muito grosso; E) Foto do contato das Subunidades São Valentim e Sarandi onde vemos a mesma linha de intraclastos (conglomerado intraformacional) que caracteriza este limite; F) detalhe de um dos megaintraclastos da figura anterior. Fotos (A) e (B) foram extraídas do trabalho de Bortoluzzi (1971).	93
Fig. 3.17- Vista em perspectiva da área de estudo com a localização das seções estratigráficas composta e os afloramentos citados na Fig. 3.16.	94
Fig. 3.18- Classificação das litofácies do Membro Passo das Tropas	96
Fig. 3.19- Litofácies Gm - conglomerado intraformacional: A) intraclastos de grandes dimensões na base de arenitos de estratificação cruzada de grande porte; B) detalhe da figura anterior mostrando o contato entre os megaintraclastos e os arenitos; C) lente de intraclastos em contato com arenitos médios (litofácies Stm).	97
Fig. 3.20- Litofácies Stg - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grão grosso: A) estratificação cruzada de grande porte em dunas subaquosas; B) detalhe da figura anterior mostrando intrasets entre as superfícies de acreção das macroformas; C) presença de intraclastos alinhados nos sets.	97
Fig. 3.21- Litofácies Stm - Estratificação cruzada acanalada em arenitos médios: A) superfícies de acreção; B) detalhe da figura anterior, mostrando os intrasets; C) mesoforma apresentando as variações no ângulo de mergulho dos sets (alternância da	98

litofácies Stm e Sp); D) estratificação de grande porte apresentando intraclastos alinhados nos sets.

Fig. 3.22- Litofácies Stf - estratificações cruzadas acanaladas em arenitos finos; A) vista em corte longitudinal; B) vista em corte longitudinal e transversal da litofácies, em cujo contato se observa a deformação gerada por carga sedimentar; C) detalhe dos intrasets em superfícies de acreção, (D) vista geral das superfícies de acreção onde estão contidos os intrasets da figura anterior. **98**

Fig 3.23- Litofácies Sm - arenitos maciços: A) aspecto geral dos afloramentos da área; B) lentes de arenito maciço com vestígios de estratificação cruzada de grande porte C) foto em detalhe mostrando vestígios de estratificação de grande porte e registro de fluidização. **99**

Fig. 3.24- Litofácies Sm - arenitos maciços: A) aspecto geral dos afloramentos de arenitos maciços finos/muito finos; B) delineação de “traços” de estratificações e superfícies de concavidade para cima (mesoformas?). **99**

Fig. 3.25- Litofácies Sp - arenito com estratificação cruzada planar: A) vista das mesoformas de arenito grosso em corte longitudinal; B) ocorrência da litofácies em arenito finos a médios. **100**

Fig. 3.26- Litofácies Sr, Fl e Fm: A) ondulações por corrente em pelitos maciços; B) lâminas de argilito e siltito com estruturas de escape de fluidos; C) lentes de pelitos maciços truncadas por arenitos da fácies Stf; D) intraclastos em arenitos de grão muito grosso (Litofácies Stg). **100**

Fig. 3.27- Estruturas de *soft deformation* do Membro Passo das Tropas. **102**

Fig. 3.28- Dobras Convolutas, Fraturas e Falhas: A) camada deformada do arenito da Subunidade São Valentim com truncamento erosivo; B) camadas deformadas (seta vermelha) “encapsuladas” por camadas não deformadas. C) fraturas associadas dobras convolutas (seta vermelha); D) falhas de gravidade. A, B, C ponto 20; D - ponto 54. **103**

Fig. 3.29 - Estruturas deformacionais em depósitos de finos do Membro Passo das Tropas: A) litofácies Fl e Fm em contato erosivo com depósitos de canal (litofácies Sm); B) marcas de raiz nos pelitos maciços; C) estruturas do tipo dish e pillar em lâminas de argila; D) alternância de lâminas siltico-argilosas deformadas (estruturas de escape de fluido) por não-deformadas. Ponto 12 . **105**

Fig. 3.30- Estruturas de carga sedimentar com liquefação/fluidização não homogênea: A) depósitos de barras subaquosas com estruturas de escape de fluidos no topo e na base da camada; B) estruturas de deformação formadas a partir estratificações cruzadas acanaladas, cujo padrão caótico é ressaltado pela percolação de limonita diagenética; C) marcas de sola associadas as estruturas fluidização/liquefação (Ponto 20). **106**

Fig. 3.31- Deformações produzidas por carga sedimentar associada a liquefação/fluidização não homogênea e atividade biogênica: A) vista geral de camadas lenticulares amalgamadas de arenito maciço com as áreas deformadas assinaladas; B) detalhe das estruturas dish e pillar identificadas na base da massa fluidizada; C) fragmentos de pelito fundidos com arenitos finos no contato com camada arenosa subjacente; D) estruturas de bioturbação (icnogênero *Planolites isp.*) no arenito maciço (Ponto 12). **108**

Fig. 3.32- Vista em planta do icnogênero *Planolites isp.* (ponto 45). **108**

Fig. 3.33- Marcas de sola no contato da Subunidade São Valentim (litofácies Fm) e Sarandi (Litofácies Gt). **108**

Fig. 3.34- Levantamento Gama em superfície - Seção Gama e litológica composta, elementos texturais e arquiteturas dos intervalos e interpretação dos resultados. **111**

Fig. 3.35- Correlação estratigráfica dos poços do Bairro de Camobi (UFSM) - Seção W-E. Comparar as sucessões de eletrofácies da seção composta dos afloramentos com os poços. Observar a disposição das superfícies de correlação da Subunidade Sarandi com as geometrias dos estratos desta subunidade observados em afloramento (fotomontagem abaixo).	115
Fig. 3.36- Correlação estratigráfica dos poços do Bairro de Camobi (UFSM) - Seção N-S. Comparar as sucessões de eletrofácies da seção composta dos afloramentos com os poços. Observar a disposição das superfícies de correlação estratigráfica da Subunidade São Valentim com a geometria observada em afloramento.	116
Fig. 3.37- Mapa da área de afloramento da Subunidade São Valentim e da distribuição regional de paleocorrentes. Observar o padrão preferencial de paleofluxo para SE.	119
Fig. 3.38- Subunidade São Valentim: A) modelo tridimensional do contato entre a Formação Sanga do Cabral e Subunidade São Valentim - observar a variação topográfica; B) vista panorâmica da Subunidade São Valentim (ponto 20), onde se observa o padrão tabular dos estratos inferior e superior da unidade. As camadas de geometria côncava/onduladas foram delineadas em preto.	119
Fig. 3.39- Elementos Arquiteturais SB: A) Fácies Sp (ponto 30); B) vista de parte do afloramento do ponto 12, mostrando o elemento arquitetural SB sotoposto aos elementos DA e FF.	121
Fig. 3.40- Elementos arquiteturais DA: A) Detalhe da fotomontagem, mostrando a relação entre a estratificação, superfície de acreção (1ª ordem) e superfícies de reativação (3ª ordem). B) afloramento do ponto 12, em que depósitos de preenchimento de barras subaquosas são observados em seção longitudinal (A) e transversal (B) em relação à direção do paleofluxo (ver diagramas de paleocorrente). Observar ainda os padrões conformes apresentados pelas superfícies de 1ª ordem e 3ª ordem.	122
Fig. 3.41- Localização e correlação dos refletores GPR com superfícies limitantes dos afloramentos: A) localização da malha das seções GPR (antena 100 Mhz); B) refletores com padrão subparalelo na seção longitudinal à direção de fluxo; C) comparar as radarfácies com o padrão geométrico das superfícies de 3º ordem observadas no afloramento localizado abaixo da área onde foi feita a malha GPR.	124
Fig. 3.42- A) seção bidimensional dos elementos DA: composição de seções gama do afloramento 12 (São Valentim), mostrando os padrões convexos dos refletores (superfícies de 3ª ordem) nas seções strike (010º) e paralelismo da orientação da seção <i>dip</i> (az 100º). Notar também o padrão subparalelo das radarfácies seção 010 (corte perpendicular ao fluxo); B) padrão de pelocorrentes no afloramento 12, onde aflora a seção imageada. Notar o valor do ângulo entre o vetor médio das paleocorrentes e o das superfícies de acreção.	125
Fig. 3.43 - ocorrência da Litofácies FF: A) associada a litofácies Sr (ponto 44); B) como intraclastos da litofácies Gm (ponto 12).	125
Fig. 3.44- Localização e orientação das seções georadar: A) planta de situação e orientação das superfícies; B) seções georadar com delineamento dos principais refletores (em amarelo) que correspondem a superfícies de 3ª ordem da Fig. 3.48 . O padrão irregular das superfícies refletoras é resultado de difrações (em vermelho), possivelmente relacionadas com a proximidade do nível do lençol freático.	127
Fig. 3.45- Elementos Arquiteturais SB: A) estratificação cruzada acanalada no topo de depósitos de DA/LA; B) vista em detalhe da estratificação cruzada acanalada (Stf) que compõe esta associação de fácies.	129
Fig. 3.46- Elemento Arquitetural DA/LA: A) vista lateral ao mergulho das superfícies acrescionárias (1ª ordem), onde podemos observar uma superfície de 3ª ordem truncando as estruturas - o nível de fluidização/liquefação delimita a área onde a superfície está localizada; B) detalhe da figura anterior, onde a superfície de alteração foi	129

removida, mostrando a relação de contato entre as superfícies de 1ª e 3ª ordem.

Fig. 3.47- Elementos DA/LA - observar a geometria tabular dos estratos, o padrão côncavo assimétrico das barras subaquosas, cuja base é limitada pelas superfícies de 3ª ordem, e a ampla dispersão das paleocorrentes. **131**

Fig. 3.48- Vista em perspectiva (pseudo 3D) das seções georadar (antena 100 Mhz) do afloramento 58: A) Notar as geometrias côncavas da seção transversal e convexas da seção paralela ao fluxo (comparar com diagrama de paleocorrentes do afloramento 20); B) Comparar os refletores observados na figura anterior com as superfícies de 3ª ordem do afloramento. **132**

Fig. 3.49- Elementos arquiteturais FF - contato das Subunidades São Valentim e Sarandi, onde esta associação de litofácies ocorre associada aos depósitos de *crevasse splay* (CS). **135**

Fig. 3.50- Elementos arquiteturais CS - A) Vista geral do afloramento; B) detalhe da figura anterior mostrando a intercalação de arenito muito fino dos depósitos de *crevasse splay* com as lâminas siltico-argilosas deformadas. **135**

Fig. 3.51- Sistema Depositional Passo das Tropas: análogos modernos: A) Subunidade São Valentim (inferior) - Matukituki south river (Nova Zelândia); B) Subunidade São Valentim (Superior) - Suth Saskatchewan river (Canadá); C) Subunidade Sarandi - Tikalika river (Alaska/EUA). **140**

Fig. 3.52- Subunidade Sarandi - A) Mapa de localização das áreas aflorantes e de distribuição geral das paleocorrentes da Subunidade Sarandi. B) Lentes amalgamadas de arenito do intervalo inferior da Subunidade Sarandi. **141**

Fig. 3.53- Subunidade Sarandi - Elemento arquitetural Canal (CH) - as superfícies erosivas de fundo de canal são delineadas em vermelho e, em azul, o contato com a Subunidade Sarandi. Reparar também na geometria lenticular dos corpos arenosos (geometrias internas e externas do elemento DA) e no nível de megaintraclastos (Litofácies GM). **143**

Fig. 3.54- Elementos Arquiteturais DA - Observar o padrão côncavo das superfícies de 1ª, 3ª e 5ª ordens. **145**

Fig. 3.55- Intervalo Superior da Subunidade Sarandi - elementos arquiteturais. Observar a geometria convexa do topo da macroforma (DA/LA) na seção (perpendicular ao fluxo) e da margem do Elemento Canal (CH). Compare o vetor médio das paleocorrentes dos elementos CH e SB(CS). **149**

Fig. 3.56- Elementos arquiteturais da unidade superior da Subunidade Sarandi. A) vista do afloramento, com localização dos elementos arquiteturais e abaixo, diagrama de paleocorrentes das barras subaquosas, mostrando o padrão de dispersão do fluxo; B) seção subsuperfície (antena 100 Mhz) onde se observa os padrões festonado e paralelo das radarfácies correlacionadas as superfícies de 3ª ordem dos elementos DA/LA e FF(CH); C) paleocorrentes; D) modelo 3D da malha GPR (10 seções W-E) a partir da superfície delineada em verde (superfície de 4ª ordem, mostrando a disposição das barras (elevações) e canais (depressões) orientadas segundo a direção de fluxo do afloramento (seta vermelha). **150**

Fig. 3.57- Quadro esquemático da evolução estratigráfica e deposicional do Sistema Fluvial Passo das Tropas. **157**

Fig. 3.58- Sistema de Falhas da área de estudo: A) Observar os lineamentos NW-SE e NE-SW seccionando as unidades vulcânicas da Formação Serra Geral; B) Lineamentos identificados. Observar o lineamento NWW-SEE (tracejado); C) Modelo tridimensional do relevo (TIN) da área com os lineamentos traçados. Observar a relação entre a topografia e os lineamentos de menor expressão. **163**

Fig. 3.59- Compartimentação estrutural do Membro Passo das Tropas: A) mapa geológico com os principais lineamentos e a localização do perfil geológico regional; B) perfil geológico da figura acima mostrando a compartimentação estrutural da área; C) detalhe da figura anterior.	164
Fig. 3.60- Classificação das falhas em relação a sua petrofísica. A) Bandas de deformação no Membro Passo das Tropas. Observar a zona de onde se concentra a litificação; B) superfície de deslizamento, apresentando <i>drag folds</i> ; C) detalhe da figura anterior, mostrando as <i>shale smears</i> ; D) superfícies de deslizamento com brechas de falha; E) detalhe da figura anterior.	168
Fig. 3.61- Heterogeneidades do Aquífero Passo das Tropas. Observar que a estimativa de condutividade e permeabilidade sugeridas são de caráter comparativo.	170
Fig. 3.62- Aquífero confinado Passo das Tropas: A) seção vertical do aquífero, na área do centro urbano de Santa Maria, com a distribuição de fluxo local hipotética representada; B) Mapa geológico do centro urbano de Santa Maria com o movimento relativo dos blocos identificados; C) mapa potenciométrico de Giardin & Faccini (2003) onde foi localizada a área do mapa e da seção vertical (retângulo branco) - comparar a localização dos baixos potenciométricos com a depressões estruturais observadas nas figuras (A) e (B).	172
Fig. 3.63- Modelo conceitual qualitativo do Aquífero livre Passo das Tropas, apresentando um modelo hipotético de linhas de fluxo de água subterrânea: A) mapa geológico onde estão assinaladas duas seções geológicas/hidrogeológicas - observar o aquífero dentro dos blocos estruturais; B) distribuição dos fluxos regional e intermediários que conectam os fragmentos do aquífero; C) um modelo da distribuição de fluxo local dentro do aquífero Passo das Tropas, elaborado a partir dos resultados deste trabalho.	173

RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise multiescalar do Aquífero Passo das Tropas na região de Santa Maria, buscando reconhecer as heterogeneidades verticais e horizontais das escalas estratigráficas e deposicionais do reservatório. A unidade litoestratigráfica analisada (Membro Passo das Tropas, Triássico Médio da Bacia do Paraná) caracteriza-se por conjunto de arenitos e 20 a 30 metros de espessura que ocorrem em uma área aflorante de 2.428,92 Km², depositados numa bacia extensional (meio graben). A metodologia empregada inclui mapeamento geológico (giga e megaescala), correlação de perfis gama em superfície e subsuperfície (mega e mesoescala), modelamento tridimensional (megaescala e mesoescala), análise faciológica (mesoescala) e *Ground Penetrating Radar* (mesoescala). Os dados levantados indicam que o Sistema Fluvial Passo das Tropas representa a evolução da sedimentação inicial da seqüência meso-neotriássica, durante a qual ocorre a sobreposição de faixas de canal de preenchimento multiespisódico em que vigorou um estilo deposicional entrelaçado perene, gerado em condições de taxa de subsidência constante, preenchendo uma bacia extensional (meio graben). Este sistema pode ser dividido em dois tratos de sistemas de baixa taxa de acomodação (Subunidades São Valentim e Sarandi) e representam depósitos das redes de drenagem axial e transversal da bacia. O limite entre estas subunidades é uma superfície de expansão secundária, caracterizada, litologicamente pela presença de um argilito e por um nível de conglomerados intraformacionais que ocorrem de forma descontínua em escala regional. Cada subunidade apresenta uma compartimentação estratigráfica caracterizada pelo empilhamento de corpos de geometria tabular/lenticular, limitados entre si por superfícies de 5ª ordem. Os dados recolhidos indicam ainda que o Aquífero Passo das Tropas pode ser dividido em dois tipos: um que corresponde aos pequenos aquíferos livres dos altos topográficos do sul e sudoeste e um confinado, restrito ao nordeste da área de estudo. Estes aquíferos foram afetados por um sistema de falhas NW-SE e NE-SW, com rejeitos de até 20 metros que o compartimentam em blocos e sub-blocos estruturais, com zonas de deformação caracterizadas pela presença de bandas de deformação, *drag folds*, brechas de falha e lentes de *shale smears*. A hierarquização das heterogeneidades e anisotropias verticais e horizontais do aquífero permitiu a elaboração de um modelo conceitual qualitativo do seu comportamento hidrogeológico.

ABSTRACT

This thesis presents a multi-scale analysis of the Passo das Tropas Aquifer in the Santa Maria region aiming to identify giga- to macro-scale, vertical and horizontal heterogeneities. The Passo das Tropas Member (Middle Triassic of the Parana Basin) comprises a 20 to 30 m thick sandstone package deposited over an area of 2.428,92 Km² within an extensional basin (half graben). Employed methods include geological mapping (giga- and mega-scale), outcrop and well log (gamma-ray) correlation, 3D modeling (mega- and meso-scale), facies analysis (meso-scale) and Ground Penetrating Radar (meso-scale) interpretation. The Passo das Tropas fluvial system represents the onset of the neo- to meso-Triassic sedimentation during which multi-episodic, channel belt fills were superimposed. At this time, the fluvial system was perennial and braided, and formed under steady subsidence rates on an extensional basin (half graben). This system was subdivided into two low accommodation rate system tracts (São Valentim and Sarandi subunits) that include deposits of axial and transversal fluvial systems, respectively. The boundary between both units is a regional-scale, secondary expansion surface that occurs as a discontinuous bed of argillite or intraformational conglomerate. Each subunit presents an internal architecture characterized by the superposition of tabular bodies or lenses bounded by 5th order surfaces. Acquired information indicates that the Passo das Tropas Aquifer encompasses two main aquifer types: a first one characterized by a set of small unconfined aquifers located on topographic highs on the southern and southwestern portions of the study area and a second one formed by a confined aquifer located on the northwestern region of the same study area. Both types of aquifers were further affected by NW-SE and NE-SW fault systems (up to 20 m of vertical displacement) that segmented them into structural blocks and sub-blocks, with deformation zones displaying deformation belts, drag folds, fault breccias and shale smears. The hierarchical classification of the vertical and horizontal heterogeneities and anisotropies of Passo das Tropas Aquifers led to the elaboration of a hydrogeological conceptual (qualitative) model.

1 - INTRODUÇÃO

O tema da tese envolve a análise das heterogeneidades hidrogeológicas existentes no Aqüífero Passo das Tropas, através do estudo deposicional e deformacional da sua rocha reservatório, o Membro Passo das Tropas (Formação Santa Maria). A escolha desta unidade hidroestratigráfica deve-se ao fato de que, embora o Aqüífero Passo das Tropas corresponda a uma fração muito pequena do Sistema Aqüífero Guarani (SAG; Campos, 1999), ele é considerado um dos aqüíferos de maior importância na depressão periférica do Estado do Rio Grande do Sul (Machado, 2005).

A área de recarga do Aqüífero Passo das Tropas se localiza em uma das regiões de maior população e economicamente mais expressiva do Estado do Rio Grande do Sul, o que sugere o grau de importância do sistema hidrogeológico em questão como reserva estratégica de água doce, bem como alerta para os riscos advindos do seu uso indiscriminado, pois está sujeito a contaminações pela ocupação urbana e rural sobre sua área de recarga. O mapeamento do Aqüífero permite uma maior compreensão das heterogeneidades que influenciam no comportamento do fluxo subterrâneo, permitindo avaliar seu grau de vulnerabilidade e conectividade.

Para delimitar o objeto de estudo, é necessário estabelecer a diferença entre o *Membro Passo das Tropas* e o *Aqüífero Passo das Tropas*. Uma *unidade litoestratigráfica* é um conjunto de rochas que se distinguem e se delimitam com base em seus caracteres litológicos, independente de sua história geológica ou de conceitos cronológicos. Um *aqüífero* é uma unidade de rocha que supre um poço ou fonte com uma quantidade de água subterrânea de modo regular, sendo seus limites definidos por aqüicludes ou aqüitardos adjacentes e que não precisam coincidir necessariamente com os limites litoestratigráficos.

Para a caracterização de um aqüífero sedimentar, dois parâmetros são essenciais: a porosidade específica da rocha, isto é, a quantidade de água a ser drenada, e a condutividade hidráulica, esta última definida pela porosidade, tamanho, forma, distribuição e arranjo das partículas. Variações destes parâmetros

relacionadas a padrões de deposição e tectônicos afetam as características de condução do fluxo do aquífero, pois ocasionam as heterogeneidades e anisotropias no reservatório.

Para alcançar a compreensão das heterogeneidades e anisotropias faz-se necessário entender dois aspectos fundamentais: a compartimentação tectônica, a natureza das falhas que influenciam primariamente a conectividade e a permeabilidade do aquífero; e a organização estratigráfica e deposicional de sua rocha reservatório.

Os controles e processos que influenciam um sistema fluvial causam a variação sistemática tanto paralela com transversalmente ao eixo de dispersão dos sedimentos de parâmetros, como a proporção média de areia e silte/argila e as dimensões e geometria dos corpos arenosos. Conseqüentemente, isto refletirá na capacidade da rocha de conduzir a água subterrânea (Galloway & Sharp, 1988a). Logo, o objeto de estudo passa a ser o Sistema Fluvial Passo das Tropas, e sua análise será feita a partir dos registros deixados pela sua atividade, que corresponde às litologias da unidade litoestratigráfica Membro Passo das Tropas, Formação Santa Maria.

Para sistematizar as informações, esta tese foi organizada em seis capítulos. No capítulo 1 (Introdução), são apresentados e delimitados o tema de estudo, os objetivos a serem alcançados, os materiais e métodos utilizados e uma revisão bibliográfica dos trabalhos anteriores, na qual enfatiza-se a evolução do conhecimento estratigráfico e ambiental acerca do Membro Passo das Tropas, bem como é estabelecido o contexto hidrogeológico do Aquífero associado à unidade litoestratigráfica.

No capítulo 2 (Referencial Teórico), procura-se discutir a base teórica da questão da seguinte forma: 1) como a premissa teórica adotada (Sistema Fluvial) auxilia no entendimento da atuação dos processos e controles deposicionais autogênicos e alogênicos em Sistemas Fluviais; 2) como a Estratigrafia de Seqüências - com auxílio da análise faciológica a partir dos elementos arquiteturais - se insere na análise do Sistema Fluvial Passo das Tropas; 3) como o uso de uma abordagem multiescalar permite elaborar um modelo para o sistema deposicional Passo das Tropas e as conseqüências de se adotar tal abordagem; e 4) como os

processos e controles do sistema fluvial atuam nas diferentes escalas de estudo que serão consideradas.

No Capítulo 3 (Apresentação dos Resultados), são apresentados e discutidos os resultados dos dados coletados nas diversas escalas de estudo, à luz do embasamento teórico apresentado. Finalmente, o Capítulo 4, expõe as conclusões resultantes do trabalho de pesquisa, seguindo-se a ele as Referências Bibliográficas e um anexo.

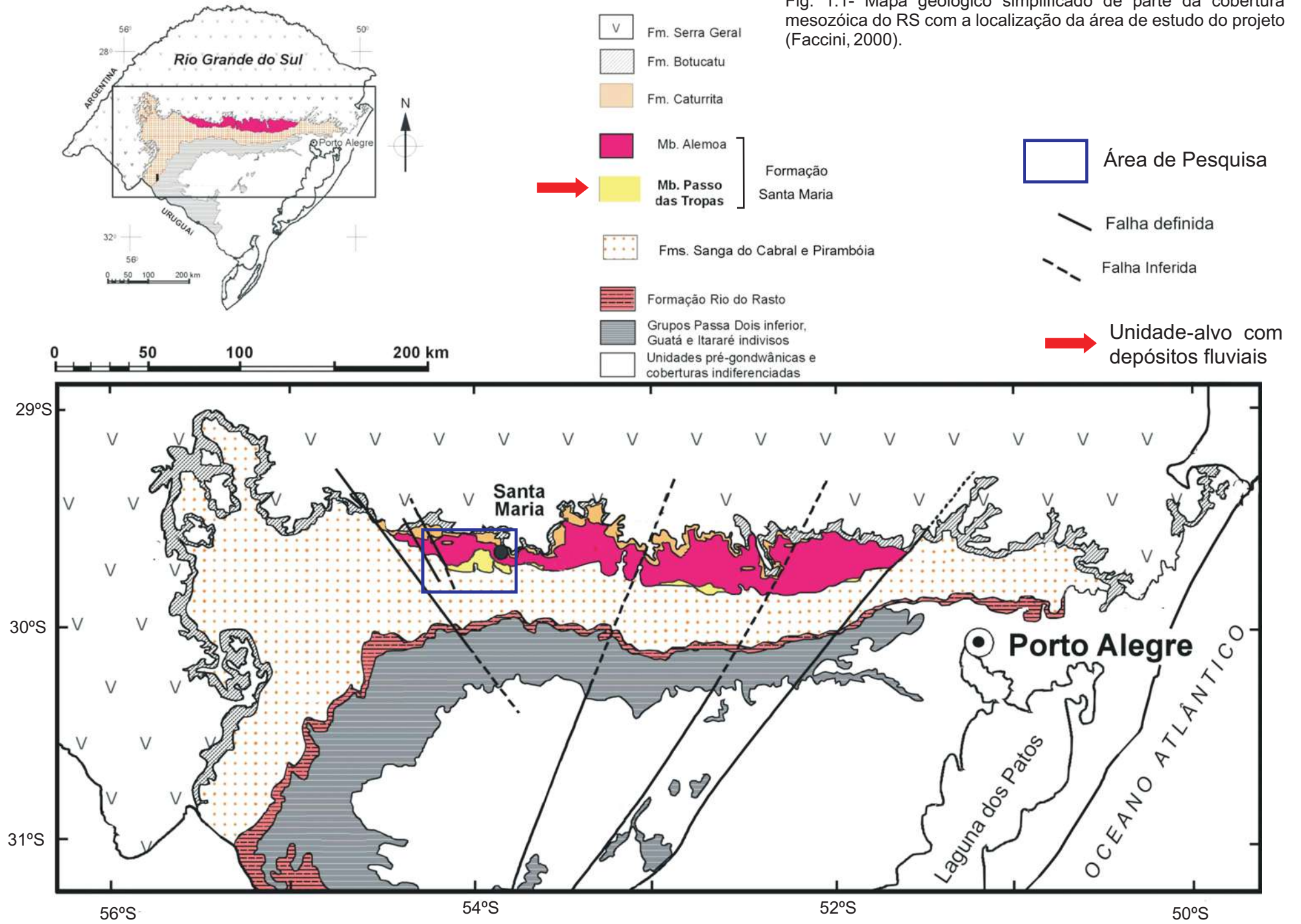
1.1 - Localização da Área de Estudo

Os limites da área de estudo são definidos pelas latitudes (-29°51'13" e -29°38'35") e longitudes (-53°46'16" e -53°07'21"), correspondentes a uma área de 6326,29 Km² na região centro-oeste do estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1.1).

Em termos de ocorrência, o Aquífero Passo das Tropas pode ser dividido em duas porções distintas: 1- onde o aquífero é predominantemente livre, com áreas de recarga situadas no topo das elevações das regiões sul e oeste da cidade de Santa Maria e cujos reservatórios atendem às pequenas localidades e sedes de algumas fazendas da região; 2- onde o aquífero é dominantemente confinado, ao norte da área, incluindo a região em que se localiza a Cidade de Santa Maria, sendo sua recarga localizada nos pés das elevações que constituem o planalto da Serra Geral.

Para a escolha da área foram considerados: - o grande número de trabalhos anteriores realizados na região que enfatizaram a caracterização em detalhe tanto do Aquífero Passo das Tropas como de sua rocha-reservatório (Membro Passo das Tropas); - a presença da seção-tipo do Membro Passo das Tropas; - a proximidade de grandes afloramentos do Membro Passo das Tropas da área não-aflorante, localizada sob a cidade de Santa Maria, cujos poços de água subterrânea apresentam expressiva informação hidrogeológica do Aquífero Passo das Tropas. Tal configuração permite um estudo comparativo da porção aflorante com a subterrânea do aquífero, através de dados geológicos de superfície e dados hidrogeológicos dos poços existentes.

Fig. 1.1- Mapa geológico simplificado de parte da cobertura mesozóica do RS com a localização da área de estudo do projeto (Faccini, 2000).



1.2 Objetivo

1.2.1 - Geral

- Análise multiescalar da arquitetura deposicional e compartimentação estrutural do Aqüífero Passo das Tropas (Triássico Médio da Bacia do Paraná), na Região de Santa Maria – RS.

1.2.2. Específicos

- Identificar e caracterizar em giga e megaescala as heterogeneidades deposicionais e deformacionais através do mapeamento geológico regional na escala de 1:50.000;
- Correlacionar dados de megaescala de superfície e subsuperfície da área de Santa Maria;
- Identificar a compartimentação estrutural e a natureza das falhas do Aqüífero Passo das Tropas;
- Caracterizar em macro e mesoescala a unidade de estudo (análise faciológica);
- Integrar os dados das várias escalas de estudo e caracterizar a arquitetura deposicional do Sistema Fluvial Passo das Tropas;
- Integrar os dados das várias escalas de estudo para identificar as heterogeneidades e anisotropias verticais e horizontais do aqüífero;
- Elaborar um modelo conceitual qualitativo do Aqüífero Passo das Tropas.

1.3 – Metodologia

Os métodos utilizados serão discutidos seguindo uma ordem crescente de resolução, sendo que em cada item será mostrado seu potencial de identificação de geometrias e disposição espacial dos depósitos sedimentares.

1.3.1 - Mapeamento Geológico

Esta etapa é associada tanto à caracterização em escala estratigráfica (giga e megaescala), como a contextualização, delimitação da área de ocorrência da unidade e correlação dos pontos de afloramento e poços (meso e macro escalas).

A base geológica georeferenciada foi fornecida pela CPRM (Mapa Geológico 1:1.000.000), bem como cartas planialtimétricas georeferenciadas, escala 1:50.000. Para interpretação dos lineamentos estruturais, utilizou-se imagens de radar do Projeto Radam (1975) e cartas planialtimétricas digitalizadas em escala 1:25.000, georeferenciadas, da região de Santa Maria. Todo este conjunto de informações foi integrado aos dados do mapeamento num banco de dados gerado no ambiente do aplicativo ArcView 8.0. Também se utilizou documentos não georeferenciados, como fotografias aéreas (escala 1:60.000), mapas geológicos e seções geológicas de diversos autores (Bortoluzzi, 1971; DNPM/CPRM, 1986; Gasparetto *et al.*, 1988; Maciel Filho, 1990 e CPRM, 1994).

A partir da construção do banco de dados, foram analisados os resultados e elaborados os mapas temáticos que servem de apoio à discussão dos resultados. Os dados de campo foram coletados durante quatro etapas, com duração média de oito dias, durante os quais foram descritos os afloramentos.

A identificação e descrição de afloramentos teve três finalidades: 1) plotagem no mapa georeferenciado das ocorrências, registros de dados estruturais e de paleocorrentes, necessários na elaboração do mapa geológico da área (megaescala); 2) reconhecimento das relações de contato, tanto dentro do Membro Passo das Tropas, como das unidades sobrejacentes e subjacentes, e das variações litofaciológicas verticais (megaescala); 3) elaboração e análise de fotomontagens de afloramentos representativos de vários níveis estratigráficos do pacote sedimentar para análise faciológica através dos elementos arquiteturais (mesoescala / ver item “1.3.4 - Análise Faciológica em Superfície”).

A localização dos afloramentos, dos poços de água subterrânea e dos perfis Gama realizados nos afloramentos foram posicionados espacialmente através de GPS de navegação. Durante esta etapa ainda foi feito a seleção de afloramentos

para análise faciológica em superfície e áreas para coleta de dados de subsuperfície através do *Ground Penetrating Radar* (GPR).

1.3.2. Correlação dos perfis Gama

Na área não aflorante do aquífero foram utilizados 15 poços perfurados pela CPRM e por empresas particulares, cujos *logs* foram cedidos pela CPRM, CORSAN e UFSM e serviram para a elaboração de seções estratigráficas do aquífero.

A partir de coletas realizadas em três afloramentos representativos do Membro Passo das Tropas, foi composto um perfil litofaciológico composto bem como um perfil raio gama correlato da porção aflorante do aquífero.

O uso de técnicas de perfilagem geofísica objetiva o fornecimento de registros contínuos das propriedades físicas de rochas atravessadas nos poços. A perfilagem Gama constitui-se em uma técnica simples, que permite comparar dados de poço com de geologia de superfície (Aigner *et al.*, 1995).

Na perfilagem raio gama realizada nos afloramentos foi utilizado um cintilômetro modelo *Exploration* C100. Ele é capaz de fazer a contagem total do número de decaimentos por intervalo de tempo de Radiação Eletromagnética (γ) de isótopos instáveis, sendo os principais o Potássio (K^{40}), Urânio (U^{238}) e Tório (Th^{232}).

Em rochas sedimentares, o Potássio é constituinte comum de feldspatos e argilas do grupo das ilitas, de micas e da glauconita. Já o Tório é encontrado em minerais resistatos (plácer) tais como monazita, thorianita, e thorita/uranothorita e em fosfato de terras raras, cujas fontes podem ser granitos, pegmatitos e gnaisse, enquanto que o Urânio pode ocorrer como elemento constituinte de argilas e da carnotita.

Uma das grandes vantagens do uso de perfis de raios gama em relação aos outros métodos de perfilagem é a possibilidade de realizar medidas equivalentes em seções de afloramento e de poço, o que permite identificar os padrões de assinatura geofísica comuns (Doveton, 1994).

O espaçamento de 25 cm para as seções foi escolhido com base na oscilação mínima da curva gama apresentada nos poços de água subterrânea da área de

estudo, de modo a ter um perfil contínuo de alta resolução para que os padrões pudessem ser correlacionados. Os dados foram registrados em planilhas de campo e, posteriormente, transferidos para o aplicativo Excel (Versão 97) para a elaboração dos gráficos anexados as respectivas seções colunares, a partir das quais foi elaborado o perfil litoestratigráfico do Membro Passo das Tropas.

Foram efetuadas cinco medidas de cada ponto amostrado, com 10 segundos de intervalo de tempo de contagem por medida. Em função de possíveis variações na amostragem, causadas pelas heterogeneidades do corpo rochoso, as superfícies eram previamente preparadas para que as medidas fossem realizadas num plano vertical.

A sistemática adotada na classificação dos padrões foi a de Cant (1992), baseada no reconhecimento de cinco padrões básicos (ou *eletrofácies* - fácies de uma *eletrical log*, *sensu* Schlumberger, 2006): Sino, Normal, Funil, Caixote e Serrilhado, dos quais quatro foram identificados nos perfis de raio gama de afloramento e poço.

Antes de realizar a correlação dos perfis (raio gama e granulométricos) dos poços foi feita a correção dos rejeitos de falha e estabelecido um *datum* horizontal. Em função da região apresentar uma compartimentação estrutural pós-deposicional, foi necessário realizar o rebatimento dos blocos e sub-blocos para posterior a correlação entre os poços. A escolha dos *datums* obedeceu a critérios como natureza plana, boa extensão regional e a facilidade de reconhecimento.

Os *Datums* utilizados foram: 1) um pico de radioatividade no topo de uma eletrofácies caixote registrado a aproximadamente 7 metros abaixo do contato da Formação Sanga do Cabral e Membro Passo das Tropas; e um pico de radioatividade (topo de uma eletrofácies funil) a aproximadamente 3 metros acima do contato entre o Membro Passo das Tropas e o Membro Alemoa, registrado em quase todos os poços pesquisados. Este último *Datum* serviu para rebater os poços cujo perfil raio gama não alcançou a Formação Sanga do Cabral.

Após a correlação estratigráfica, o padrão das sucessões de eletrofácies dos poços foi comparado aos registrados no perfil raio gama em superfície. O perfil litofaciológico composto correlato ao perfil raio gama de superfície foi usado para análise dos efeitos da variação litofaciológica nos padrões observados na seção raio

gama. Os resultados permitiram estimar as heterogeneidades do aquífero em subsuperfície associadas às variações litofaciológicas (mesoescala) ou devido a limites das unidades litofaciológicas (megaescala).

1.3.3 - Modelos Tridimensionais

Utilizou-se o modelo tridimensional para a análise da compartimentação estrutural e para visualização de superfícies limitantes. Ele foi elaborado através da digitalização das curvas de nível das cartas planialtimétricas 1:50.000, no aplicativo Ilwis (versão 3.1), usadas para a geração do modelo numérico do terreno no aplicativo ENVI (versão 4.0), o qual, posteriormente, foi integrado aos dados do mapa geológico georeferenciado para a geração da imagem tridimensional do terreno no aplicativo Ilwis (versão 3.2). Uma imagem TIN (*triangulated irregular network*) foi gerada através da triangulação Delaunay no aplicativo de Geoprocessamento Arcview (versão 3.2), à qual foram sobrepostos os lineamentos identificados na imagem de Radar. Finalmente, foi feito o modelamento do contato da Formação Sanga do Cabral com o Membro Passo das Tropas, onde se utilizou os dados de poços, no aplicativo Surfer, versão 8.0 (mega e mesoescala).

1.3.4 - Análise Faciológica em Superfície

Para aplicação do método de análise faciológica através dos elementos arquiteturais (Miall, 1988), foram necessários cuidados relativos à escolha dos afloramentos (cujas extensões lateral e vertical devem ser compatíveis com as feições a serem estudadas) e às distorções ocasionadas durante a aquisição da fotomontagem (ver Miall & Tyler, 1992).

A determinação da geometria de canal foi desenvolvida com base na chave de classificação de Friend (1983). Em função das faixas de canal serem lateralmente extensas, a profundidade mínima do canal foi estimada através da espessura da faixa, conforme sugerido em Miall (1996).

A sinuosidade foi determinada pela análise de paleocorrentes que serão comparadas com a direção das superfícies de acreção das barras fluviais. Foram

medidos os sentidos dos megalhos máximos das estratificações cruzadas, superfícies de acreção.

Na análise das faixas de canal, Bridge (2003) destaca a necessidade de se reconhecer as associações de estratos inclinados de grande escala associados com acreções sazonais episódicas nas barras e nos canais de preenchimento.

Para o reconhecimento dos padrões de empilhamento dos estratos nas faixas de canal, Bridge (2003) sugere uma abordagem que envolve afloramentos com fotomontagens lateralmente extensas, seções geofísicas (GPR) e correlação de poços para determinar a continuidade lateral em subsuperfície da geometria das faixas de canal.

O reconhecimento dos padrões de empilhamento de estratos inclinados, bem como de suas geometrias internas por serem analisados em conjunto com seções radargramas, foi feito em função da classificação de Mitchum *et al.* (1977) para refletores sísmicos, que foi adaptada para seu uso com radargramas (Fig. 1.2).

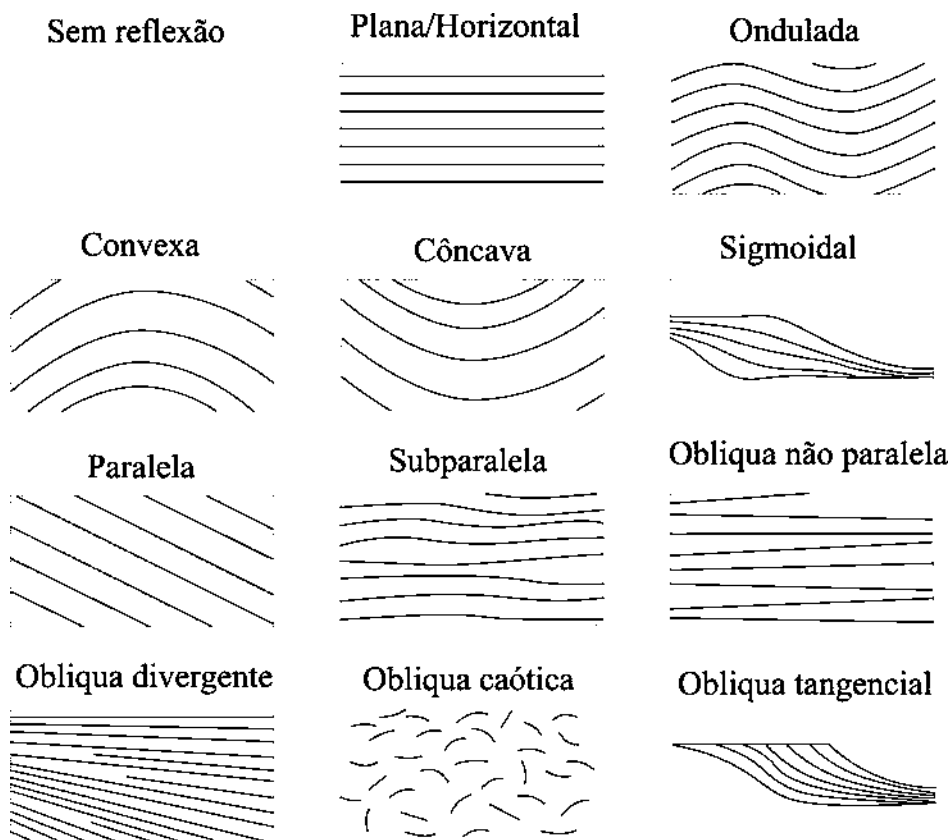


Fig. 1.2.) Tipos de padrões de refletores (Mitchum *et al.* 1977)

1.3.5 - Ground Penetrating Radar

O *Ground Penetrating Radar* (GPR ou Georadar) é uma técnica de investigação geofísica que, através de um sistema de transmissão e recepção de pulsos curtos de energia eletromagnética de alta frequência, da ordem de 10 a 1000 MHz, permite a confecção de um registro de subsuperfície utilizado em mapeamentos de alta resolução (Davis & Annan, 1989).

As seções foram escolhidas em função do intervalo estratigráfico a ser imageado. Ao todo, foram realizados três levantamentos, próximos aos afloramentos dos pontos 12 (Fig. 3.41 e 3.42) e 58 (3.44), com duas linhas ortogonais em cada um, e no ponto 200 (Seção-tipo do Membro Passo das Tropas - Fig. 3.17), em que, por apresentar condições mais favoráveis, optou-se por uma malha de 15 linhas de 100 a 150 metros de extensão (Fig. 3.56). Os radargramas destes levantamentos encontram-se no ANEXO I.

O equipamento utilizado foi um RAMAC/MALÁ, a partir do aplicativo fornecido pelo fabricante (versão 2.28). As antenas utilizadas foram de 100 MHz com blindagem. O arranjo para o imageamento em todos os levantamentos foi o *common off-set*. O processamento das imagens foi feito a partir do aplicativo GRADIX, versão 1.11, da INTERPEX Limited. O levantamento topográfico foi feito com um nível modelo AC-2S (Nikon) e régua graduada. A seqüência de processamento foi a seguinte: 1) o ajuste do tempo zero à real superfície do terreno (*set time zero*); 2) aplicação das correções para remoção de ruído de baixa frequência e oscilações de registro durante o processo de aquisição (pré-processamento – comandos *declip* e *remove background*); análise espectral para reconhecimento da(s) frequência(s) principal(is) e de ruídos ainda existentes após a fase de pré-processamento com seleção dos filtros adequados (filtro banda-passa e FK-velocidade); 3) correção topográfica; 4) conversão do sinal tempo para profundidade. A velocidade média adotada ($V = 60 \mu\text{s}$) é a esperada para areias saturadas imageadas com antenas de 100 MHz (David & Annan, 1989). Esta opção deve-se aos resultados pouco satisfatórios obtidos pela técnica CMP para o cálculo de velocidades.

O GPR serviu para o reconhecimento da geometria dos corpos sedimentares em subsuperfície (mesoescala).

1.3.6 – Integração das diversas escalas de trabalho

A partir dos dados disponíveis, foram gerados modelos para atender duas finalidades: 1) buscar a integração dos dados estratigráficos e deposicionais para elaboração de um modelo deposicional do Sistema Fluvial Passo das Tropas; 2) buscar reconhecer as heterogeneidades e anisotropias deposicionais e estruturais do Aquífero Passo das Tropas e sugerir um modelo conceitual qualitativo que demonstre a influência destes controles.

1.4 – Aquífero Passo das Tropas: evolução do conhecimento

1.4.1- O Contexto Hidrogeológico do Aquífero Passo das Tropas

O Aquífero Passo das Tropas corresponde a uma fração muito pequena do Sistema Aquífero Guarani (SAG; Campos, 2000). No entanto, ele é considerado um dos aquíferos de maior importância na depressão periférica do Estado do Rio Grande do Sul.

Machado (2005) reconhece para o Sistema Aquífero Guarani (SAG), no Rio Grande do Sul, quatro compartimentos estruturais, em função de eventos tectônicos de diversas reativações que ocorreram desde o final do Permiano até o Cretáceo.

O compartimento Central-Missões, onde está inserida a área de estudo (Fig. 1. 3A), é limitado a oeste pelo sistema de falhas Jaguari-Mata, e a leste pelo sistema de falhas Dorsal de Canguçu. Internamente, caracteriza-se por um complexo entrelaçamento de falhas com duas direções preferenciais, nordeste e noroeste (Fig. 1. 3B e 1.3C).

A sucessão litológica do SAG neste compartimento se diferencia pelo predomínio das unidades litoestratigráficas de idade triássica, dentre as quais o Membro Passo das Tropas, que tem duas unidades hidrogeológicas denominadas

Passo das Tropas 1 e 2. Embora na porção oriental do compartimento a unidade 2 ocorra freqüentemente subjacente à subunidade 1, a conexão hidráulica entre elas é esporádica, em função da presença de níveis pelíticos (intraclastos) na unidade 2, o que chega a ocasionar o confinamento do aquífero (Machado, *op cit*).

Giardin & Faccini (2002), investigando o SAG a partir de uma metodologia proposta em Huggenberger & Aigner (1999), caracterizam o Membro Passo das Tropas como o principal aquífero da área, cuja recarga é originada da drenança (gotejamento) a partir do Membro Alemoa ou diretamente em suas áreas aflorantes nas porções sul e sudeste.

Faccini *et al.* (2003), num trabalho enfocando o aquífero Passo das Tropas da região de Santa Maria, reconhecem que heterogeneidades deposicionais podem afetar os padrões de circulação da água na área. Estas heterogeneidades influenciariam o padrão de conectividade dos corpos arenosos – resultado da geometria interna dos corpos e das razões entre os depósitos de canal e extra-canal – e a compartimentação tectônica dos blocos estruturais.

Num trabalho posterior, Giardin & Faccini (2004), a partir da identificação do gradiente hidráulico do Aquífero Passo das Tropas, identificam anisotropias que foram por eles interpretadas como resultado da combinação do padrão de paleocorrentes (N-NE) e dos falhamentos pós-deposicionais (NW).

O controle tectônico que contribuiu para o desenvolvimento das anisotropias foi caracterizado por Da Rosa & Faccini (2005; Fig. 1.3C), a partir da análise preliminar da tectônica feita através de imagens de radar e fotografias aéreas. Os autores reconheceram seis blocos estruturais com rejeitos de cerca de 100 metros na região central do Rio Grande do Sul, entre as cidades de Santa Maria e Candelária. No bloco Santa Maria, localizado na área de estudo, cinco sub-blocos são identificados (Fig. 1.3D), limitados por falhamentos NE e NW, com rejeitos que variam entre 10 e 50 metros, produzidos pela movimentação por gravidade, rotação ou escalonamento.

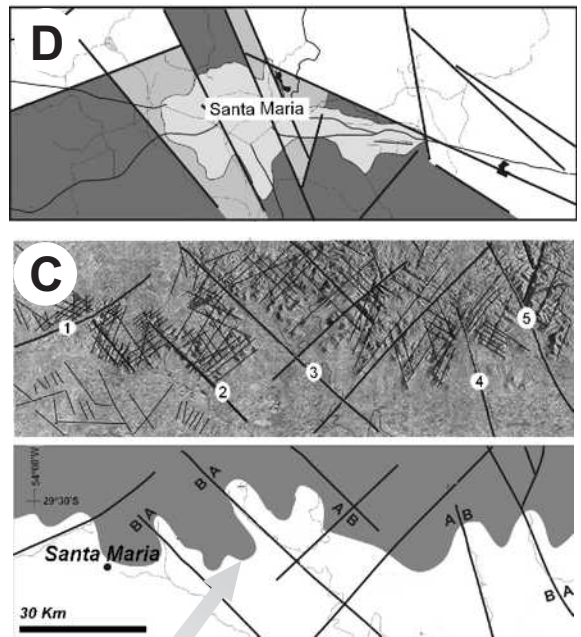
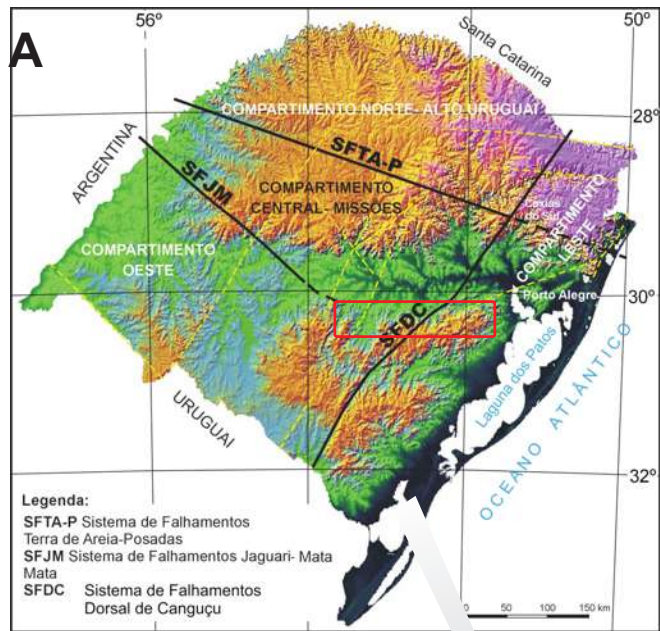
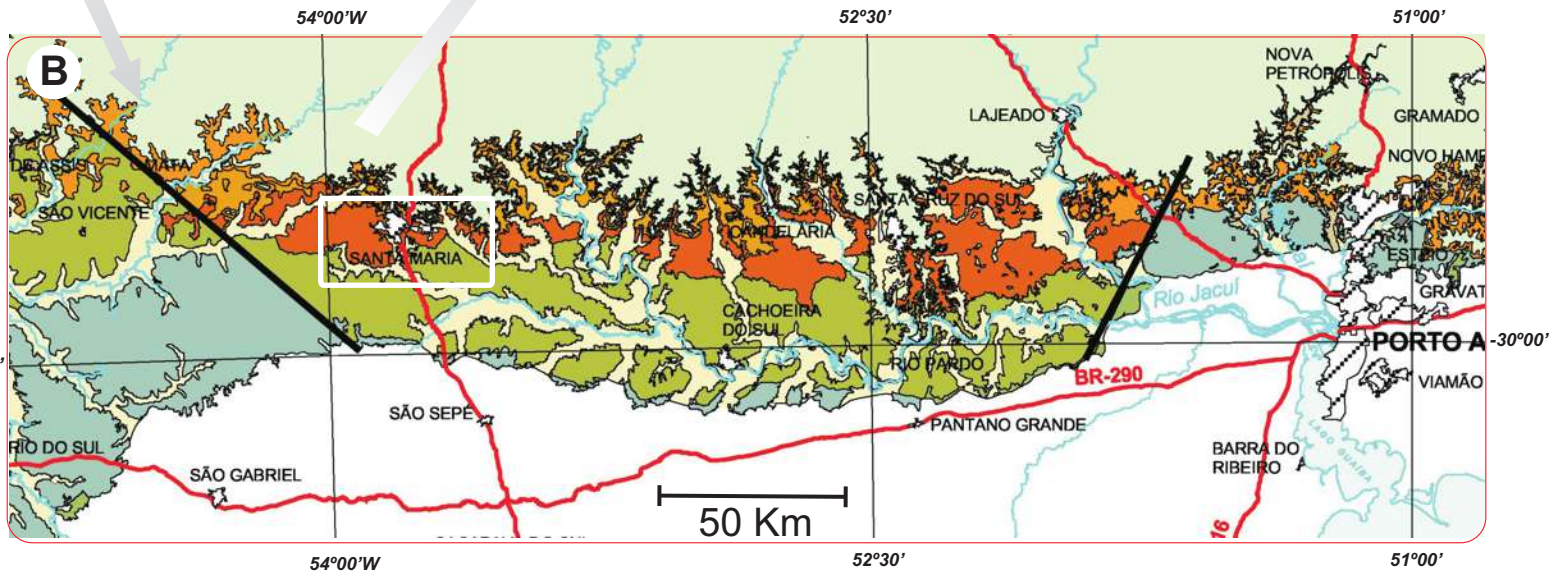
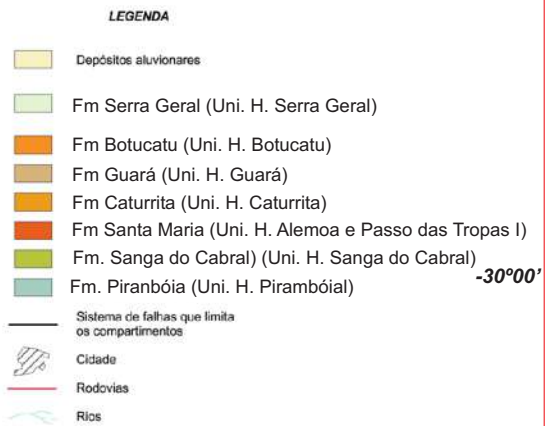
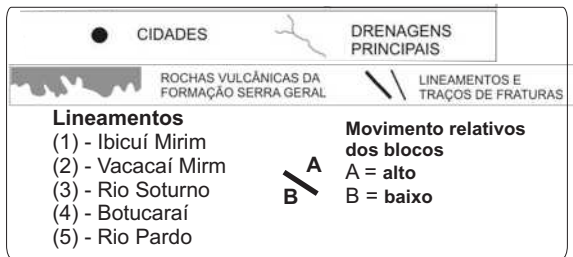


Fig. 1.3 - Aquífero Passo das Tropas: (A) principais compartimentos estruturais do SAG, sendo assinalada (retângulo vermelho) a área ampliada abaixo em (B) onde mostra as principais subdivisões hidroestratigráficas (porções aflorantes) do SAG. O retângulo branco assinala à área de estudo. Em (C) e (D), respectivamente, temos os principais blocos e sub-blocos estruturais da região de Santa Maria. Figuras (A) e (B) de Machado (2005); (C) e (D) de Da Rosa & Faccini (2005), todas com modificações.



1.4.2 – O Contexto Geológico do Membro Passo das Tropas

*No conjunto, a seqüência de **red beds** do Grupo São Bento representa a evolução de um processo ambiental no qual muitas variáveis entraram em jogo, envolvendo clima, o relevo, o tipo de material e o esquema tectônico da área fonte, assim como a geografia e o ambiente tectônico da bacia de sedimentação. Bortoluzzi (1971, pág. 136)*

Neste item é apresentado o posicionamento tectono-estrutural e estratigráfico do Grupo Rosário do Sul (onde se posiciona o Membro Passo das Tropas) dentro da Bacia do Paraná. A seguir, discutir-se-á como a evolução do conhecimento geológico e fossilífero do Membro Passo das Tropas permitiu uma melhor compreensão do ambiente deposicional da unidade, abrindo a possibilidade de ampliar o conhecimento sobre os processos e controles envolvidos na deposição sedimentar.

1.4.2.1 – Contexto Tectono-Estrutural e Estratigráfico

A Bacia do Paraná é uma cobertura vulcano-sedimentar, com idade entre o Neo-Ordoviciano e o Neo-Cretáceo, cuja área geográfica se localiza entre a porção meridional do Brasil, a leste do Paraguai, a nordeste da Argentina e ao norte do Uruguai, perfazendo uma área de aproximadamente 1.500.000 Km² (Fig. 1.4). A bacia tem uma história complexa, de modo que, embora freqüentemente descrita como “intracratônica“, tal condição não foi permanente (Milani, 2000).

Uma modificação no regime tectônico da Bacia do Paraná teria criado as condições para deposição das unidades triássicas. Após a implantação do arco ensiálico no sul/sudoeste do Gondwana no final do Permiano, inicia-se uma fase tectônica distensiva que resulta no desenvolvimento de bacias do tipo *graben*, controladas por falhas normais superimpostas geradas pela reativação de *trends* preexistentes, cujos depósitos que preencheram estas bacias localizam-se atualmente na região da Argentina e do Paraguai (Uliana *et al.*, 1995; ver Fig 1.5).

A divisão e o posicionamento das unidades que compõem o Grupo Rosário do Sul na coluna estratigráfica da Bacia do Paraná - onde se insere o Membro Passo das Tropas – tem sido exaustivamente revisada (Fig. 1.6). As mais importantes

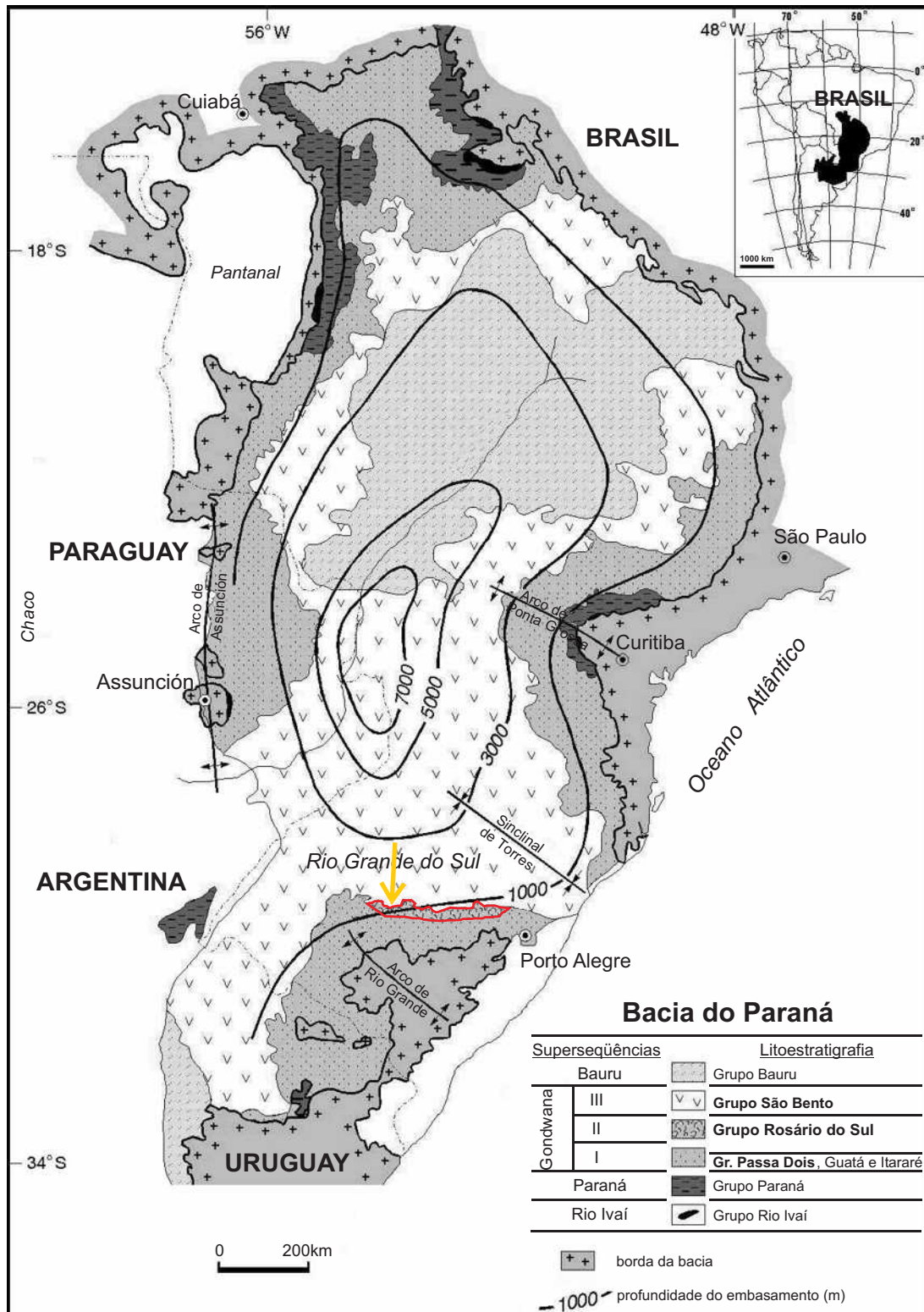


Fig. 1.4 - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná. Em vermelho, a faixa de afloramentos do Grupo Rosário do Sul (Superseqüência II de Milani et al. (1998); Seqüência Santa Maria de Faccini et al. (2003) ou Seqüência Santa Maria I de Zeffass et al. (2003); a seta amarela localiza a área de estudo (modificado de Faccini, 2000).

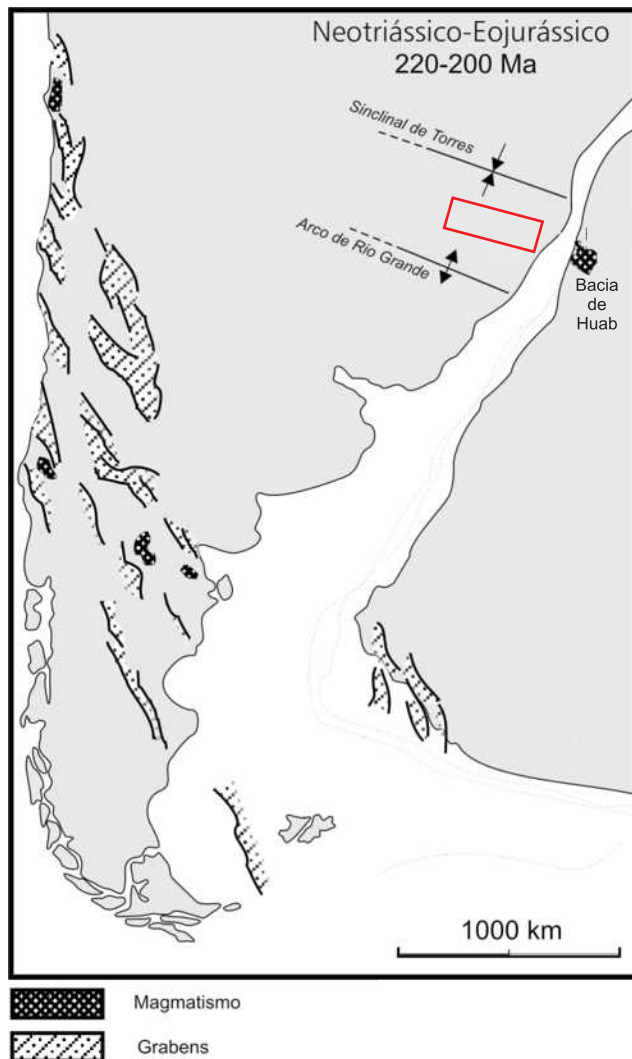


Fig. 1.5 - Contexto distensional, reativação de falhamentos, implantação de *grabens* e atividades magmáticas associadas no setor sul-sudoeste do Gondwana, durante o Mesozóico. O retângulo (em vermelho) localiza a faixa de ocorrência do meio-graben da Formação Santa Maria, cuja implantação é associada a este evento distensional (modificado de Uliana *et al.* 1995).

White (1908)		Oliveira (1918)		Oliveira (1927)	
Série São Bento	Eruptivas da Serra Geral Grés São Bento Camadas vermelhas do Rio do Rasto	Série São Bento	Eruptivas da Serra Geral Arenito Botucatu	Série São Bento	Eruptivas da Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto
Du Toit (1927)		Morais Rego (1930) & Oliveira (1930)		Gordon Jr. (1947)	
Série São Bento	Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu Grupo Rio do Rasto Grupo Estrada Nova Superior	Série São Bento	Eruptivas Serra Geral Arenito Botucatu	Série São Bento	Arenito Caiuá Formação Serra Geral Formação Botucatu Formação Santa Maria
Série Passa Dois		Grupo Rio do Rasto	Cam. de Santa Maria Cam. da Serrinha Cam. de Teresina	Série Passa Dois	Formação Rio do Rasto Formação Estrada Nova
Gamermann (1973)		Bortoluzzi (1974)		Schneider <i>et alii</i> (1974)	
Formação Serra Geral Formação Botucatu		Grupo São Bento	Formação Serra Geral	Grupo São Bento	Formação Serra Geral Formação Botucatu
Formação Rosário do Sul	fc. Santa Maria fc. fluvial		Formação Botucatu		Botucatu s.s. Mb. Caturrita
Andreis, Bossi & Montardo (1980)		Faccini 1989		Zerfass <i>et al.</i> (2003)	
Série São Bento	Formação Serra Geral Formação Botucatu	Seqüência IV		Seqüência Santa Maria III	
Grupo Rosário do Sul	Formação Caturrita	Seqüência III		Superseq. Santa Maria	Seqüência Santa Maria II
	Formação Santa Maria	Seqüência II			Seqüência Santa Maria I
	Mb. Alemoa Mb. P. Tropas	Seqüência I		Superseqüência Sanga do Cabral	
Formação Sanga do Cabral					

Fig. 1.6 - Quadro comparativo das diferentes propostas litoestratigráficas do intervalo permotriássico/juro-cretácico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul.

relações de trabalhos e artigos ao longo de mais de 100 anos de estudos sistemáticos encontram-se em Bortoluzzi (1971), Montardo (1982), Lavina (1991) e Zerfass (1997).

Neste trabalho é adotada a coluna litoestratigráfica proposta por Andreis *et al.* (1980) para o Triássico e a coluna cronoestratigráfica de Faccini (2000) (Fig. 1.7).

1.4.2.2 – Litoestratigrafia e Sistema Depositional

A compreensão do Sistema Depositional do Membro Passo das Tropas, e seu reconhecimento como unidade litoestratigráfica individualizada, passou tanto pelo desenvolvimento de um mapeamento sistemático do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul como pela evolução do pensamento geológico, especialmente com a difusão do conceito de fácies e associação de fácies (décadas de 70 e 80), e ainda pelo conceito de elementos arquiteturais (final dos anos 90).

Deste modo, a intenção aqui não é arrolar as diversas contribuições feitas pelos geocientistas ao longo de mais de 100 anos de estudos geológicos, todas de indiscutível importância. Pretende-se abordar a evolução do conhecimento estratigráfico e paleoambiental do Permo-Triássico a partir de alguns trabalhos-chave, com ênfase naqueles que envolveram diretamente o Membro Passo das Tropas.

A primeira referência a depósitos fluviais do Membro Passo das Tropas foi o registro de uma unidade arenosa basal em um afloramento próximo ao Passo das Tropas, na estrada Santa Maria-São Sepé, descrita por Gordon Jr. e Brown (1952) como “*depósitos fluviais existentes na base dos pelitos vermelhos fossilíferos*”. O afloramento, mais tarde, viria a se tornar a seção-tipo da unidade (Fácies Passo das Tropas de Bortoluzzi, 1971 e, posteriormente, Membro Passo das Tropas de Andreis *et al.*, 1980).

Como se observa na citação acima, o ambiente fluvial já era uma questão indubitável desde a primeira identificação destes arenitos, mas até o final da década de 1960 pouco se avançou em relação às interpretações iniciais, o que foi

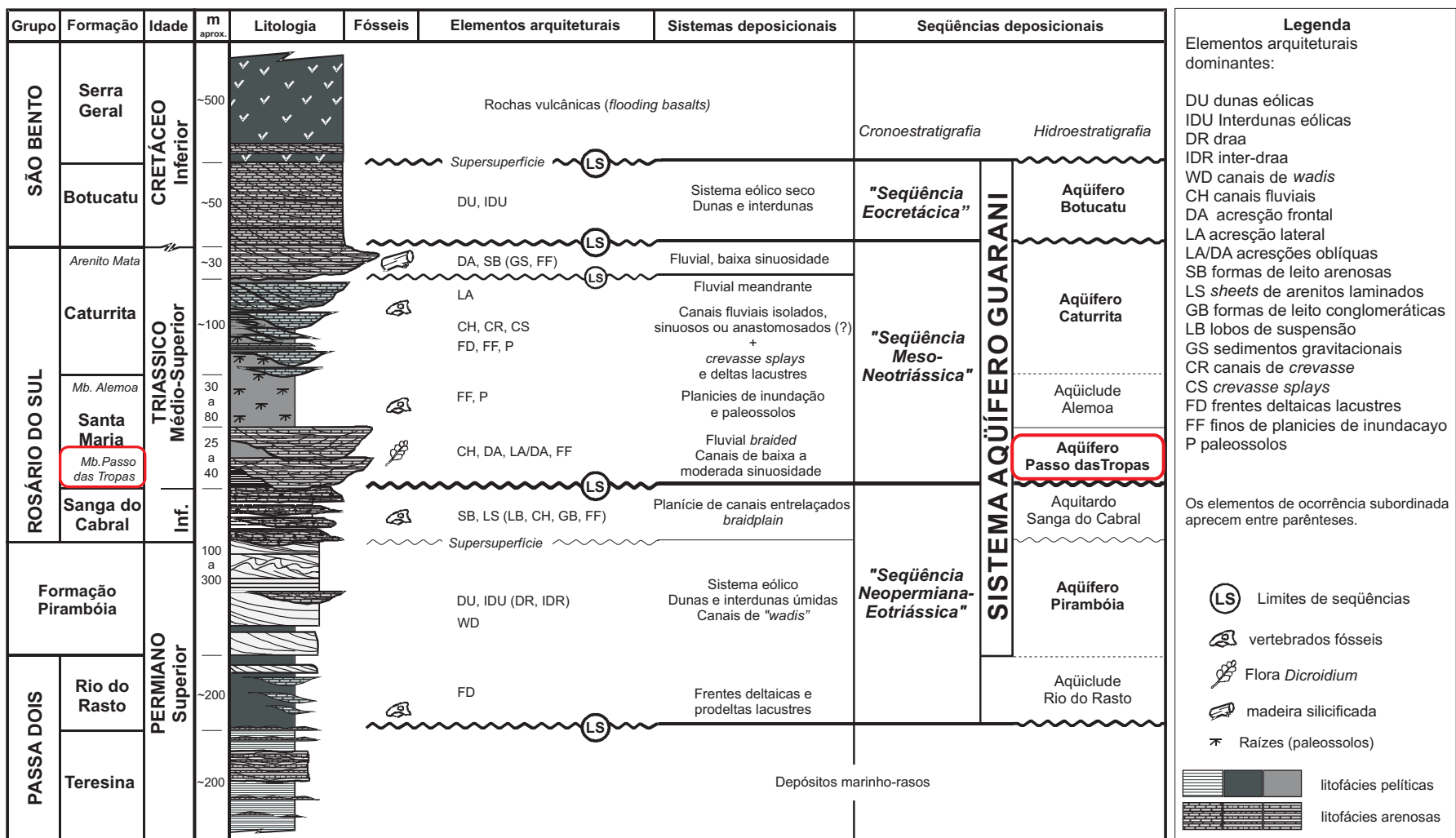


Fig. 1.7 - Coluna litoestratigráfica e hidroestratigráfica esquemática da região Central do Rio Grande do Sul. Em vermelho, a unidade-alvo. (modificado de Faccini *et al* (2003).

corroborado por Bortoluzzi (1971), que reconheceu como elementos diagnósticos a presença da estratificação e a má seleção granulométrica.

Andreis *et al.* (1980) apresentam a estruturação litoestratigráfica do Triássico sul-rio-grandense que é adotada atualmente. Em primeiro lugar, eles propõem a reunião das unidades triássicas do RS sob a denominação Grupo Rosário do Sul. Em segundo, substituem a denominação Formação Rosário do Sul *sensu stricto* de Bortoluzzi (1975) por Formação Sanga do Cabral, cuja seção-tipo encontra-se nos arredores da cidade de Rio Pardo (RS). Em terceiro, elevam à categoria de Membro as fácies Passo das Tropas e Alemoa de Bortoluzzi (*op. cit.*); e, em quarto, desvinculam o Membro Caturrita da Formação Botucatu, devido ao achado e descrição do dicinodonte *Jachaleria* por Araújo e Gonzaga (1980).

Os resultados dos trabalhos de Bortoluzzi (1971) e Andreis *et al.* (*op. cit.*) sobre o Triássico em Santa Maria são de indiscutível importância geológica, pelo grau de detalhe de suas seções verticais, por sua discussão sobre a evolução ambiental e climática e pelo destaque nela dado ao registro fóssil.

Contudo, eles estão indubitavelmente inseridos na concepção epistemológica que predominava na década de 70, que baseava a determinação de ambientes deposicionais em estruturas sedimentares e seqüências verticais diagnósticas, sendo um método essencialmente reducionista (Della Fávera, 2001).

Tais modelos deposicionais não tinham o grau de resolução necessário – talvez não o pretendessem de fato – para discutir questões relativas à variação lateral e vertical dos depósitos ou para investigar em detalhe as mudanças sofridas no ambiente deposicional, especialmente no seu sistema fluvial, ao longo do Triássico.

Uma nova abordagem se inicia no trabalho de Faccini (1989) que, para a construção do modelo ambiental do Membro Passo das Tropas, se baseou na aplicação do conceito de fácies, que havia sido introduzido no Brasil ao longo dos anos de 1980. A título de exemplo, a “fácies” fluvial descrita em Gamermam (1971) para a Formação Rosário do Sul seguia a concepção claramente descritiva, enquanto Faccini descreveu e agrupou as fácies em unidades cronoestratigráficas (seqüências deposicionais) definidas por discordâncias regionais.

O Membro Passo das Tropas foi correlacionado com a fácies fluvial identificada na unidade basal da seqüência II. A base da seqüência caracteriza-se pela presença de um truncamento erosivo lateralmente extenso, com mudança granulométrica e composicional abrupta, modificação dos estilos deposicionais e registro de uma lacuna bioestratigráfica significativa. Acima desta superfície, ocorreria sistema deposicional fluvial de padrão variável, com registros dominantes de canais entrelaçados, mas também ocorrências menos importantes de depósitos originados por cursos de água meandrantés.

Para Faccini (*op. cit.*), as condições de deposição da seqüência II implicariam em um ambiente deposicional de gradiente muito baixo e em posição distal à área fonte. As fácies fluviais reconhecidas, tanto no topo como na base do Membro, registrando as recorrências do sistema fluvial entrelaçado, seriam resultantes da reativação da área fonte, cuja localização S-SW foi determinada a partir da análise das paleocorrentes. Posteriormente, Zerfass *et al.* (2000) corroboraram estas observações a partir de dados petrográficos, relacionando a proveniência ao soerguimento das rochas gnáissico-graníticas dos escudos sul-riograndense e uruguaio.

Pode-se concluir que a análise de Faccini (*op. cit.*) avança na discussão do modelo deposicional e abre a possibilidade de se aprofundar o estudo do ambiente deposicional, especialmente em termos de como os controles autogênicos (tectônica e clima) afetaram o estilo deposicional da seqüência triássica. Isto foi tentado por Fonseca (1999) nas unidades litoestratigráficas sobrejacentes ao Membro Passo das Tropas. Baseada em dados sedimentológicos, a autora sugere que o principal controle alogênico da transição do topo do Membro Alemoa (sistema fluvial anastomosado) para a porção basal da Formação Caturrita (sistema fluvial intermediário entre anastomosado/entrelaçado) tenha sido o tectônico, embora o efeito climático deva ser considerado em função de os dados indicarem um clima úmido e sazonal que passava para um contexto mais árido, hipótese que foi testada e corroborada por Pierini *et al.* (2002) a partir de dados geoquímicos e geológicos.

Faccini (2000) retoma a discussão sobre a evolução paleoambiental e os controles da sedimentação do permo-triássico, agora aplicando o método de elementos arquiteturais. A análise resultante definiu o Membro Passo das Tropas

como um sistema fluvial perene de canais entrelaçados de baixa sinuosidade, onde predominam litofácies arenosas de granulação fina a muito grossa com frações conglomeráticas de composição quartzosa e quartzo-feldspática, que foram depositados por canais fluviais multiepisódicos (*multistorey*). Tais canais eram dominados por macroformas com padrões de acresções frontais e oblíquas (elementos DA e LA/DA). Os controles da sedimentação do sistema deposicional seriam uma combinação de fenômenos tectônicos e climáticos: os primeiros seriam responsáveis pela geração e pelo consumo do espaço de acomodação e as variações climáticas exerceriam a principal influência sobre o suprimento sedimentar e os estilos deposicionais.

Zerfazz *et al.* (2003), a partir de dados paleontológicos, reconhecem uma seqüência deposicional de segunda ordem (3 a 5 Ma) – que denominam de Superseqüência Santa Maria -, cuja idade situa-se no Triássico Médio a Inferior. Esta unidade cronoestratigráfica, formada por depósitos fluviais de baixa sinuosidade, deltas e lagos, foi subdividida em três seqüências de terceira ordem (0,5 a 3 Ma), denominadas de Santa Maria I (Ladiniana), Santa Maria II (Corniana e Noriana Inferior) e Santa Maria III (Raética ou Jurássica Inferior), todas elas depositadas em um clima semi-árido, sendo que dados faciológicos, paleontológicos e petrográficos sugerem que o clima teria ficado mais úmido ao longo do Ladiniano.

1.4.2.3 - Registro Fossilífero no Membro Passo das Tropas

A primeira correlação dos depósitos do Membro Passo das Tropas com os depósitos sedimentares triássicos da África do Sul e da Argentina foi feita em Gordon & Brown (1952), a partir de restos de madeira fóssil da flora “*Thinnfeldia-Dicroidium*” encontrados no Afloramento Passo das Tropas. Posteriormente, em visita ao mesmo afloramento, Pinto (1956) descreve exemplares pioneiros de conchonstráceos e insetos da Formação Santa Maria, o que permite correlacionar esta unidade às camadas de Molteno da África do Sul, à Série Cacheuta da Argentina e à Série Wianamatta da Austrália, o que confirma a idade Triássico Médio para a Formação. Mais tarde, Anderson & Anderson (1970) estabeleceram a correlação da flora triássica da Formação Santa Maria com as floras encontradas

nas bacias argentinas Buena Vista, Los Rastos, Cortaderita, Potrerillos, Tranquilamal e El Tranquilo e as Camadas Molteno da Bacia do Karoo da África do Sul.

A Flora *Dicroidium* teria ocorrido no intervalo de tempo correspondente ao Neo-Anisiano/Neo-Ladiniano (Triássico Médio), com o *Dicroidium odontopteroides* var. *remotum* sendo o taxon com maior valor bioestratigráfico (Guerra-Sommer *et al.*, 1999). Registros desta flora até o presente momento são geográfica e estratigraficamente bastante restritos e a pequena diversidade e abundância das espécies não permite estabelecer uma zonação formal, o que levou Guerra-Sommer *et al.* (1999) a proporem um intervalo paleoflorístico informal, denominado de “Flora *Dicroidium odontopteroides*”, cuja composição geral seria similar à associação florística “*Dicroidietum odontopteroidium*”, definida por Retallack (1977) na Austrália.

A fitoassociação descrita é composta de vários elementos, como árvores (inclui coníferas, ginkgophytes e pteridospermas), ervas (samambaias) e plantas de pântano (sphenophytes). A presença de formas com área de folha reduzida, como *Dicroidium (Xylopteris) elongatum* e *Dicroidium (Xylopteris) argentinum*, e espécies indicadoras de ambiente xenomórfico como a *Sphenobaiera*, sugerem um paleoambiente seco (Guerra-Sommer & Cazzulo Klepzig, 2000).

No mesmo trabalho, as autoras inferem condições de baixa fertilidade e de déficit hídrico na planície de inundação, baseadas na relação da mesma com a fitoassociação *Dicroidietum odontopteroidium xilopterosum* descrita em Retallack (1977). Também é sugerida a ocorrência de condições de *habitats* especializados em virtude da ocorrência exclusiva de *Podozamites* no afloramento Olaria de Bortoluzzi (1974).

Outra questão levantada é a respeito da “homogeneidade” apresentada pela flora *Dicroidium* quando comparada à flora equivalente do Triássico do Molteno da África do Sul, comentada em Anderson (1974). Guerra-Sommer & Cazzulo Klepzig (*op. cit.*) observam que existe uma diferença - de metade a um terço - no tamanho das folhas das duas associações, explicável pelo déficit de água e ressecamento do clima na Formação Santa Maria, que teria afetado seus padrões de drenagem. Deste modo, enquanto as condições fisiográficas na planície Molteno teriam propiciado a formação de pântanos com uma associação paleoflorística diversificada, a homogeneidade florística da Flora *Dicroidium* da bacia do Paraná seria resultado da rede de drenagem adaptada ao clima seco e ao regime hídrico sazonal.

2 – REFERENCIAL TEÓRICO

Este capítulo trata dos fundamentos teóricos e metodológicos relativos ao estudo do Aquífero Passo das Tropas. Ele é dividido em dois tópicos principais: Heterogeneidades em Aquíferos, que trata dos conceitos utilizados na análise e hierarquização das heterogeneidades e anisotropias em aquíferos porosos, introduzindo ainda os elementos teóricos e metodológicos da análise da compartimentação tectônica e das zonas de deformação em aquíferos. O segundo tópico, Arquitetura Estratigráfica e Depositional - processos e controles, refere-se aos conceitos relacionados à caracterização de Sistemas Fluviais.

2.1 – Heterogeneidades em aquíferos

Dois termos são importantes para a discussão: um é aquífero , que se refere à habilidade do reservatório de acumular água subterrânea com fim econômico. Outro conceito é o de unidade hidroestratigráfica , por suas implicações neste trabalho.

A primeira questão é a respeito das distinções de aquífero, aquíclode, aquítardo. Aquífero é uma unidade de rocha (ou um sedimento não consolidado) que suprirá de água um poço ou fonte em quantidades úteis (Heath, 1983).

No caso de um aquíclode , trata-se de uma rocha capaz de conter água, em alguns casos em quantidades significativas, mas incapaz de transmiti-la por um poço. Exemplos de rochas deste tipo são os siltitos e os argilitos. Já o aquítardo refere-se a uma camada ou formação geológica que apresenta alguma permeabilidade sem, contudo, transferir uma quantidade significativa de água ao poço. Teríamos ainda o aquífugo , que é uma rocha impermeável que não tem capacidade de armazenamento ou transmissão de água.

Um dos parâmetros utilizados na caracterização de um aquífero é a porosidade , ou o volume de vazios disponíveis para armazenar água. Possuir tal capacidade, no entanto, não significa que toda a água esteja disponível para ser drenada ou bombeada para o poço. Os hidrogeólogos consideram mais importante a porosidade específica , quantidade de água alojada na rocha que pode ser drenada

(Fig. 2.1). Por este parâmetro estar associado ao volume de espaços vazios em reservatórios granulares, ele será influenciado pela forma, pelo tamanho e pelo grau de seleção dos grãos.

Outro parâmetro importante é a condutividade hidráulica, que se refere à facilidade do aquífero de funcionar como um condutor hidráulico. Sua estimativa leva em consideração uma série de variáveis, como a porosidade, o tamanho, a distribuição, a forma e o arranjo das partículas, bem como as características de viscosidade e massa específica do fluido. Quando a condutividade hidráulica não é igual em todas as direções dentro de um aquífero, os hidrogeólogos atribuem à presença de heterogeneidades e anisotropias no corpo rochoso, classificados em três tipos principais: a estratificada, típica de rochas de origem sedimentar; a de descontinuidade, ocasionada pela presença de falhas ou feições estratigráficas de grande escala; e a de trending, ocasionada por variações litofaciológicas no sentido do transporte em sistemas deposicionais deltaicos ou de leques aluviais.

O trabalho de caracterização hidrogeológica do aquífero pode se tornar extremamente complexo na presença de um grupo variado de feições geológicas, tais como: falhas regionais compartimentando o aquífero em segmentos hidrogeologicamente distintos; presença de estratos e camadas horizontais ocasionando anisotropias na permeabilidade e condutividade; variação granulométrica nas litofácies resultando em modificações locais dos padrões de fluxo e a presença de barreiras impermeáveis dentro do corpo arenoso e, ainda, a presença de cimento nos poros da rocha afetando a porosidade e causando efeitos hidrogeoquímicos.

Em função disto, Huggenberger & Aigner (1999) desenvolveram uma abordagem, a partir de sua experiência com reservatórios de petróleo, que sistematiza o estudo das heterogeneidades citadas. Ela tem início em uma escala de bacia, seguindo um detalhamento que perpassa as diversas escalas de estudo (Fig. 2.2). Uma das questões apontadas na abordagem dos autores é que para elaborar de um modelo geológico do aquífero é necessária a sua análise faciológica.

Tal abordagem permite chegar ao conceito de unidade hidroestratigráfica, que é um corpo de rocha com extensão lateral considerável compondo um arcabouço geológico que funciona razoavelmente como um sistema hidrológico distinto (Maxey, 1964).

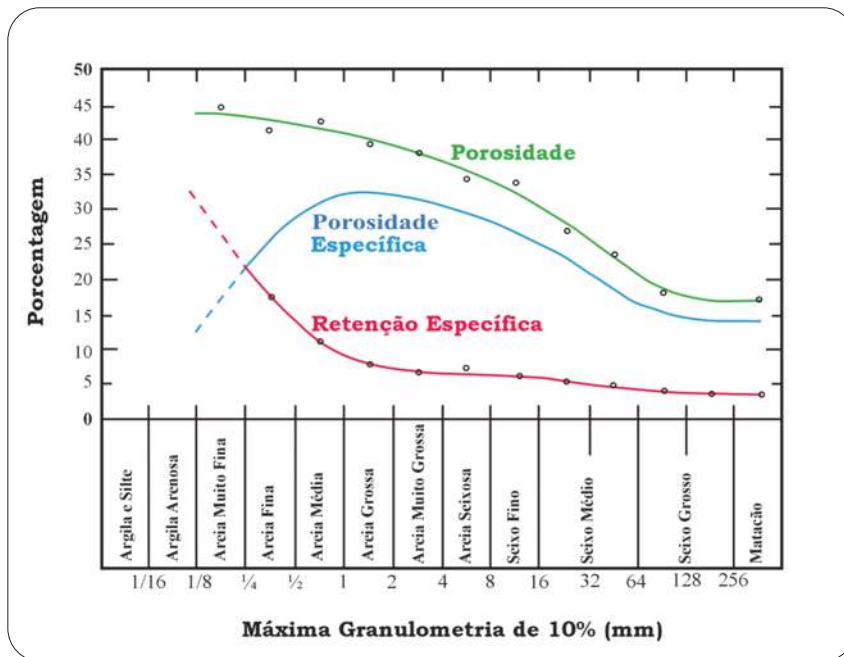


Fig. 2.1 - Relação entre porosidade e granulometria em um aquífero poroso granular. Observar que os maiores valores situam-se entre areia média e grossa (modificado de Machado, 2005).

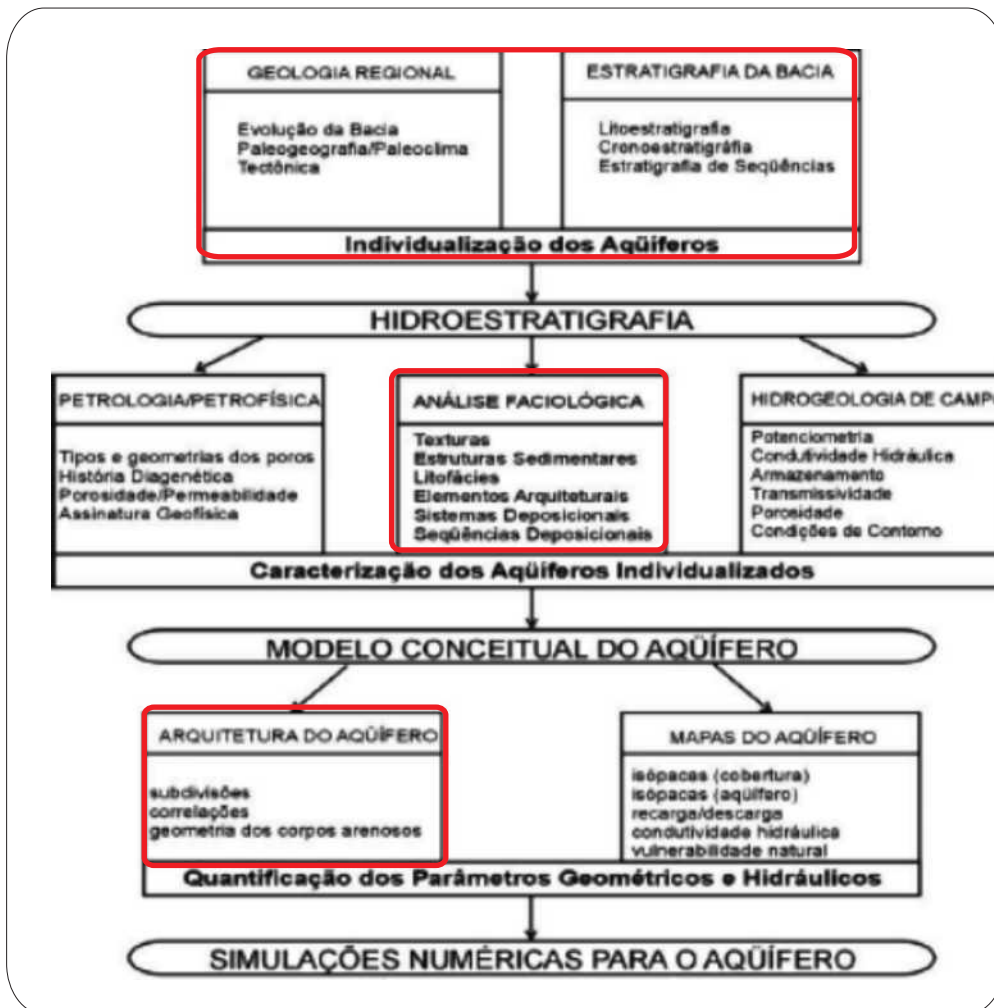


Fig. 2.2 - Fluxograma da abordagem metodológica de Hubbenberger & Aigner, (1999) para estudos multiescalares em aquíferos, adaptada por Guiardin & Faccini (2002) para estudos do Aquífero Guarani na região central do Rio Grande do Sul. Em vermelho, as áreas onde o assunto da tese se insere.

Machado (2005) considera que a definição de Maxey implica em que as unidades hidrogeológicas possuam continuidade hidráulica e sejam entidades independentes da escala em que sejam mapeáveis. Também observa que uma unidade hidroestratigráfica única pode ser composta por uma formação ou um grupo de formações.

Compreende-se que a abordagem multiescalar sugerida nesta tese permite o reconhecimento e a hierarquização das heterogeneidades e, assim, propicia a coleta de dados para a construção de um modelo conceitual do aquífero Passo das Tropas.

2.1.1 Modelo Conceitual do Aquífero

Para construção de um modelo conceitual do aquífero, são necessários tanto dados geológicos como hidrológicos para as simulações numéricas do modelo (Giardin & Faccini, 2002; Hubbenberger & Aiger, 1999).

Aquíferos granulares formados por depósitos de sistemas fluviais apresentam propriedades hidráulicas que são influenciadas pelo padrão de distribuição dos depósitos de preenchimento de canal, os quais funcionariam como os principais condutores do fluxo, e os depósitos de *crevasse* e de planície de inundação como barreiras internas do fluxo (Freeze & Cherry, 1993).

Galloway & Sharp (1998b) observam que camadas permeáveis podem apresentar estratificações horizontais e camadas de baixa permeabilidade, as quais funcionariam como refletores.

Bridge (2003), citando vários autores, observa que a variação na trama ou textura sedimentar que define a estratificação contém o principal impacto na variação espacial da porosidade e na permeabilidade.

Na escala de estratificação, a permeabilidade e a porosidade dos *sets* cruzados são maiores nos *foresets*, devido ao fato de o sedimento ali ser mais grosso e ter um menor empacotamento. Nos *bottonsets*, pela maior presença de finos, a permeabilidade será menor. Em relação aos *sets* de estratificação, a direção de máxima permeabilidade será maior no eixo da depressão dos *sets* de estratificação cruzada com a permeabilidade mínima no sentido ortogonal ao eixo.

A partir do exposto, entende-se que uma abordagem multiescalar permitiria o reconhecimento e a hierarquização das diferentes escalas de heterogeneidade de um aquífero granular. Será adotada a hierarquização de escalas de heterogeneidades de aquíferos descrita em Galloway & Sharp (1998b), obedecendo à sistematização proposta em Paim *et al.* (2003).

Considera-se aqui a escala gigascópica de um aquífero a escala da bacia sedimentar que corresponde ao estudo do aquífero regional; no contexto, representa o estudo do grau de confinamento e conectabilidade do aquífero na área de estudo. Já a escala megascópica equivale à escala estratigráfica. Galloway & Sharp (*op cit.*) a relacionam ao estudo da geometria externa e inter-relação das unidades hidroestratigráficas definidas na escala do campo de poços. Neste trabalho, representa os dados de correlação de poços e dos levantamentos gama de afloramento, tanto na escala mesoscópica quanto na megascópica. Assim, a análise da compartimentação e as características petrofísicas das falhas e sua relação com a hidrogeologia foram abordadas a partir das escalas citadas.

A escala macroscópica compreende aos sistemas deposicionais e elementos arquiteturais. Envolve as heterogeneidades do aquífero devido à compartimentação das unidades sedimentares, elementos arquiteturais e camadas separadas por superfícies deposicionais limitantes ou diastemas deposicionais. A distribuição da permeabilidade deve-se a padrões distintos (verticais ou horizontais) que controlam a permeabilidade primária e distribuição da permeabilidade no aquífero.

A escala mesoscópica é a escala de litofácies. Envolve sucessões e repetições específicas de estruturas sedimentares que tipificam muitos arenitos, bem como bioturbação ou diagênese e *soft deformation*, que pode criar *trends* sistemáticos no aquífero e alterar os *trends* primários. Na escala mesoscópica é avaliado como as distintas estratificações e superfícies de camadas com lentes de pelito podem restringir o fluxo e, Conseqüentemente, delineiam sua orientação, abundância, e continuidade relativa no aquífero. Aqui, será a escala de realização da identificação de litofácies e dos padrões de deposição que causem anisotropias. Os padrões de paleocorrentes coletados serão usados para identificar a influência dos sentidos principais de fluxo do reservatório ao nível de mesoescala.

Entende-se que as influências das heterogeneidades identificadas nas diversas escalas de trabalho servirão de subsídio para a melhor quantificação dos parâmetros geométricos e hidráulicos. Para tanto, a elaboração do modelo geológico deve considerar alguns conceitos utilizados na elaboração de modelos numéricos hidrogeológicos (Fig. 2.3):

- *Linhas de fluxo* são linhas imaginárias que representam o caminho percorrido por uma partícula no aquífero;
- *Linhas equipotenciais* são linhas que representam valores iguais de carga hidráulica em toda sua extensão. O deslocamento das linhas de fluxo sempre ocorre da linha equipotencial de maior valor para a linha equipotencial de menor valor. Linhas equipotenciais e Linhas de fluxo são ortogonais entre si;
- *Meio Homogêneo* é onde o valor da condutividade hidráulica K é independente da posição dentro de uma formação geológica;
- *Meio Heterogêneo* é onde o valor da condutividade hidráulica K é dependente da posição dentro do estrato geológico;
- *Meio Isotrópico* é onde o valor da condutividade hidráulica K é independente da direção de medição em um ponto dentro do estrato geológico;
- *Meio Anisotrópico* é onde o valor da condutividade hidráulica K é dependente da direção de medição em um ponto dentro do estrato geológico.
- *Área de recarga* é a porção drenante da bacia, onde a linha de fluxo saturada se dirige para fora do alimentador de água, ou seja, são porções do terreno onde ocorre a infiltração das águas superficiais.
- *Área de descarga* é a porção da bacia drenante onde a linha de fluxo segue em direção ao alimentador de água (regiões de menor carga hidráulica).
- *Divisor de água subterrânea* é uma linha imaginária onde não existe fluxo transversal de água. Normalmente acompanha o divisor de água superficial;
- *Nível freático* é uma superfície abaixo da qual se inicia a zona saturada de água subterrânea. Corresponde ao limite superior dos aquíferos livres.
- *Superfície topográfica* é a superfície natural do terreno.

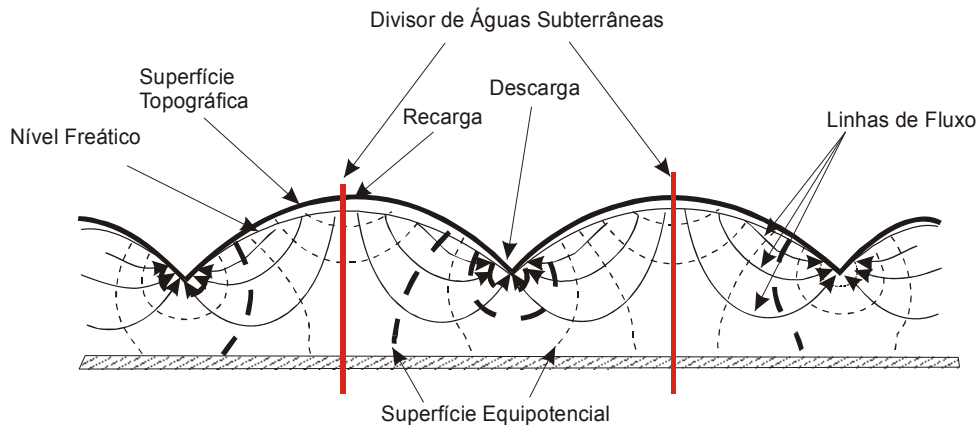


Fig. 2.3 – Rede de fluxo de água subterrânea. Seção transversal de um sistema homogêneo e isotrópico, limitado no fundo por uma camada impermeável. As setas identificam os conceitos citados no texto (Hubbert, 1940; in Freeze & Cherry, 1993).

A *topografia* terá uma influência importante no fluxo da água subterrânea, como pode ser observado na Figura 2.4. O fluxo de água subterrânea desloca-se seguindo linha de contorno topográfico a partir da maior elevação da área em direção ao ponto de menor cota topográfica. No caso de um relevo acidentado, as linhas de fluxo definem diversos subsistemas. As diversas elevações resultam em áreas de recarga cujos fluxos convergem tanto para áreas deprimidas contíguas (depressões que separam as elevações), como podem abastecer a rede de fluxo regional que ainda se desloca abaixo dos subsistemas, controlada pela topografia regional.

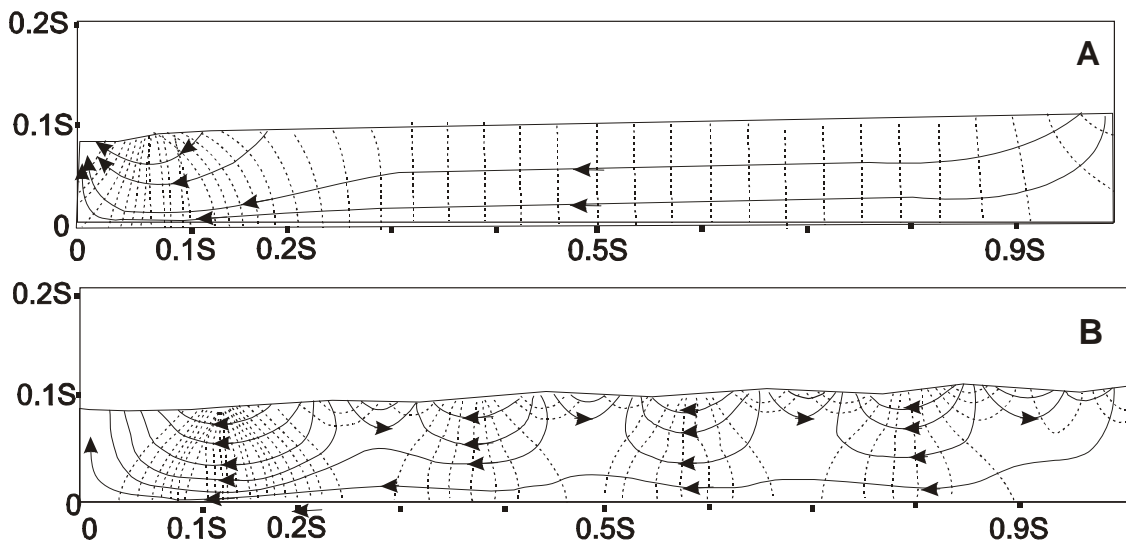


Fig. 2.4 – Efeito da topografia no comportamento do fluxo de água subterrânea: A) corpo com condutividade hidráulica constante, em que o fluxo inicia num ponto topograficamente mais elevado (à direita) seguindo para um ponto de cota mais baixa (à esquerda); B) ao ser inserido um “relevo”, as elevações resultantes tornam-se pontos onde iniciam subsistemas de fluxo, que convergem para as áreas deprimidas contíguas - abaixo destas linhas de fluxo existirá uma rede regional ainda atuante (Freeze & Witherspoon, 1967; in Freeze & Cherry, 1993).

Caso as linhas de fluxo cruzem interfaces entre camadas geológicas de condutividade hidráulica distinta, ocorre o efeito de refração, que deve ser considerado da elaboração do modelo geológico (Fig. 2.5A).

Camadas sobrepostas com diferentes condutividades geram um aquífero heterogêneo, com a refração das linhas equipotenciais. Como as linhas de fluxo sempre são ortogonais às linhas equipotenciais, o fluxo tenderá a ser horizontal (Fig. 2.5B). Caso a camada sotoposta mostre grande diferença de permeabilidade em relação a sua sobrejacente, o fluxo tenderá a convergir para a camada sotoposta, a qual mostrará linhas de fluxo que sofrerão uma menor influência da topografia de superfície (Fig. 2.5C).

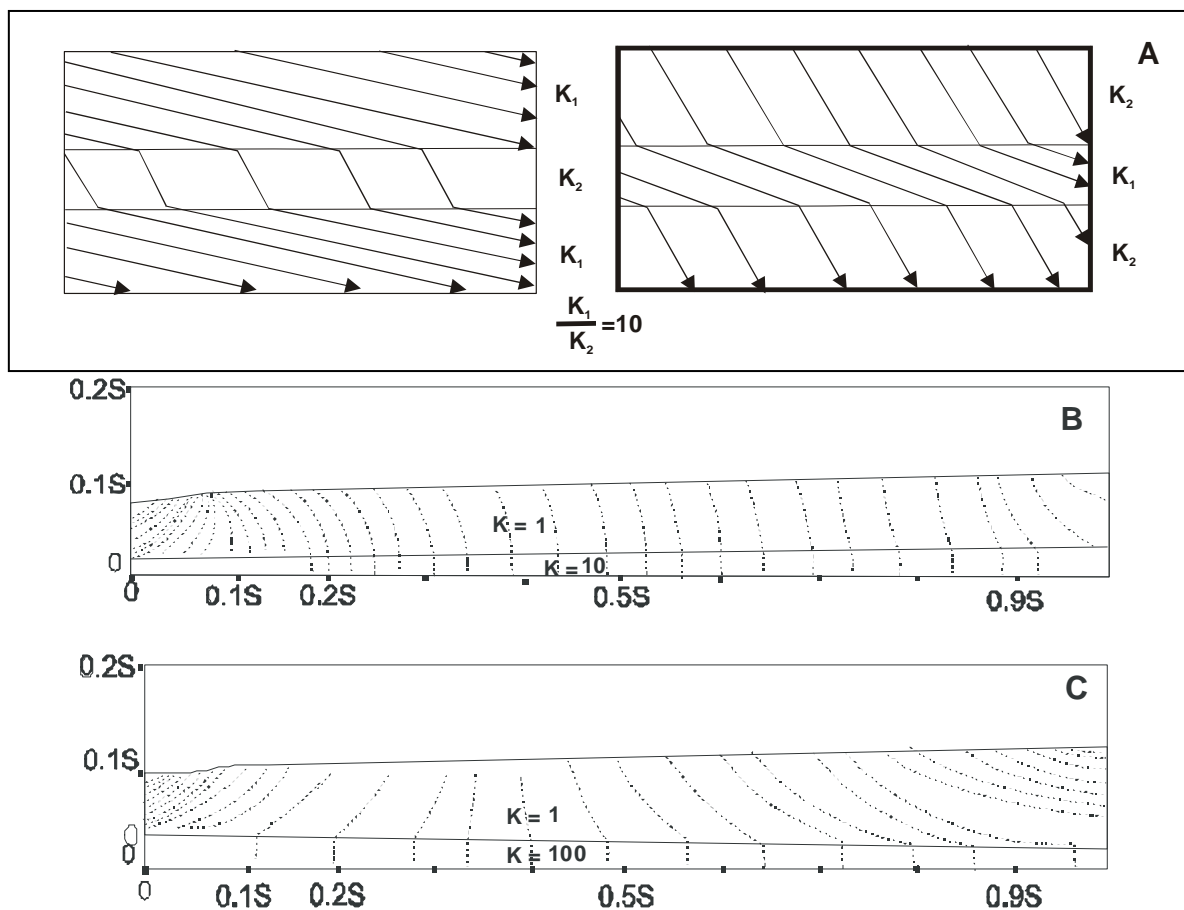


Fig 2.5 - Efeito da geologia no comportamento do fluxo de água subterrânea A) Comportamento das linhas de fluxo em meio heterogêneo. Caso o aquífero apresente camadas com diferentes valores de condutividade hidráulica (K), as linhas de fluxo tendem a ser mais horizontalizadas, se comparadas às camadas de menor condutividade; B) corpo com duas camadas de diferentes valores de condutividade, em que linhas equipotenciais refratam e se verticalizam; C) a camada sotoposta apresentando grande diferença de permeabilidade - gera um caminho para o fluxo em que os efeitos da topografia são minimizados (Freeze & Witherspoon, 1967; *in* Freeze & Cherry, 1993).

Portanto, entende-se que se forem respeitadas as regras hidrogeológicas na construção do modelo conceitual qualitativo, o mesmo pode ser feito utilizando linhas de fluxo na representação das condicionantes estratigráficas, deposicionais e estruturais do comportamento de água subterrânea do aquífero Passo das Tropas. Vale salientar que este modelo tem caráter hipotético, para ser futuramente testado com simulações de fluxo e os parâmetros hidrogeológicos do aquífero.

2.1.2– Compartimentação Tectônica em Aquíferos

A presença de estruturas relacionadas à deformação dútil (falhas, fraturas e juntas) pode vir a causar efeitos expressivos no comportamento da condutividade hidráulica em aquíferos porosos (Freeze & Cherry, 1993).

Zonas de falha exercem um importante efeito no controle do fluxo de água subterrânea, seja por afetar a geometria do depósito, seja pela natureza selante ou condutora das falhas.

Como se pretende fazer uma avaliação qualitativa das influências que o sistema de falhas exerce sobre a heterogeneidade do aquífero, optamos pela nomenclatura sugerida em Antonelli & Aydin (1995), adequada à falhas em arenitos porosos e que já foi aplicada tanto em reservatório de petróleo como de água subterrânea (Borba, 1996; Rawling *et al*, 2001; Eichhubl *et al*, 2004; e Tindall, 2006).

Os Falhamentos em aquíferos podem ser classificados dentro de uma escala evolutiva, que se inicia como simples bandas de deformação, com rejeitos milimétricos podendo formar conjuntos espacialmente associados (zonas de bandas de deformação) até formar planos de deslizamento que geram descontinuidades maiores que 1 m (Fig. 2.6).

Tal abordagem possibilitará identificar a compartimentação estrutural do aquífero, bem como comparar os resultados obtidos com dados hidrogeoquímicos de estudos hidrogeológicos.

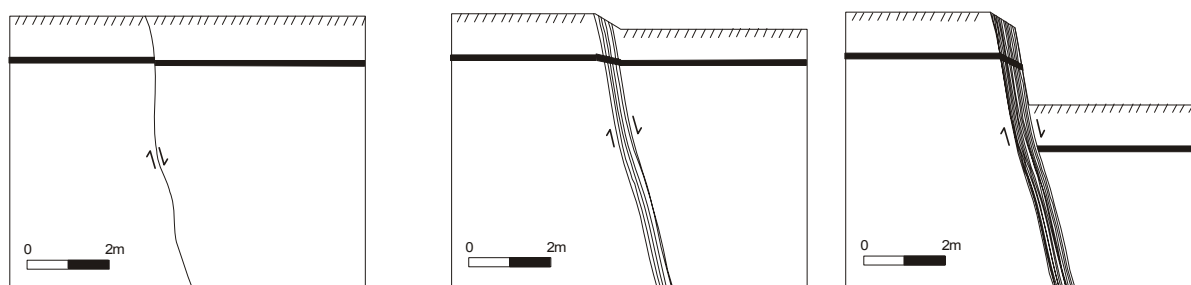


Figura 2.6 – ilustração esquemática da evolução hierárquica de falhas em arenitos – no estágio inicial gera-se uma banda de deformação que dependendo do grau de *stress* alcançado, podendo evoluir para uma zona de bandas de deformação e, caso haja perda de coesão, uma superfície de deslizamento (Antonelli & Aydin, 1995).

2.2- Arquitetura Estratigráfica e Depositional - processos e controles

Um rio, tanto atual como antigo, pode ser definido a partir de seus múltiplos componentes morfológicos, desde que estejam organizados e dependentes funcionalmente (Schumm, 1977).

Uma das questões que esta tese se propõe a tratar é a possibilidade de, a partir do reconhecimento, hierarquização e qualificação dos produtos deposicionais do Membro Passo das Tropas, compreender o modo de atuação dos processos e controles deposicionais autogênicos e alogênicos na organização estratigráfica e deposicional da unidade.

Para tanto, baseia-se na premissa de Ager (1973) segundo a qual o registro geológico de muitas unidades sedimentares é o resultado de curtos intervalos de rápida sedimentação separados por grandes intervalos de pouca ou nenhuma sedimentação. No caso de depósitos fluviais, esta assertiva foi corroborada por Jackson (1975), quando reconheceu que diferenças em termos de escala temporal e física nas fácies sedimentares permitem estabelecer uma hierarquia para as feições deposicionais. Abordagem similar, com igual resultado, foi posteriormente aplicada com sucesso em depósitos eólicos por Brookfield (1977).

Diversos autores têm procurado compreender a magnitude temporal das distintas escalas físicas dos depósitos formados em ambientes subaquosos. Contudo, o trabalho mais significativo foi o de Allen (1983), que, tomando como base

o modelo de Brookfield (*op cit*), formalizou um modelo de hierarquias de superfícies limitantes aplicável a depósitos fluviais. Miall (1985, 1988 e 1996), com algumas adaptações, mostrou que o modelo é aplicável ao estudo de feições deposicionais em afloramentos para a identificação de agrupamentos dentro de um depósito sedimentar clástico com base em escalas de tempo representadas pela formação dos depósitos e de suas superfícies limitantes - a análise faciológica através de elementos arquiteturais.

Neste estudo são utilizados os conceitos da Estratigrafia de Seqüências. Basicamente, tal abordagem é calcada na análise de padrões de sedimentação cíclica em uma sucessão estratigráfica (Posamentier & Allen, 1999). No entanto, sua aplicação em ambientes continentais foi alvo de críticas como por exemplo relativas à importância dada à eustasia para geração de espaço de acomodação dos depósitos sedimentares fluviais (Miall, 1991).

Na visão dos geomorfólogos (Hickin, 1983; Schumm, 1985), as variações das taxas de sedimentação em ambientes continentais podem ser explicadas se levar em conta dois aspectos: a escala de tempo utilizada para fazer a análise e a frequência com que eventos dinâmicos podem ocorrer num dado intervalo de tempo. A importância de um evento tende a diminuir conforme se aumenta a escala analisada como por exemplo a formação de um terraço fluvial (Fig. 2.7).

		Aumento do intervalo de tempo							
Magnitude relativa do evento		1 Dia	1 Ano	10 anos	10 ² anos	10 ³ anos	10 ⁵ anos	10 ⁶ anos	10 ⁸ anos
Diminuição da importância do evento	Megaevento	Deslocamento de solo localizado	Córrego	Avulsão do Meandro	Erupção Vulcânica	Formação de terraço aluvial	Glaciação Continental	Falhamento /Dobramento principal	Formação de uma montanha
	Mesoevento	Córrego	Deslocamento de solo localizado	Córrego	Avulsão do Meandro	Erupção Vulcânica	Formação de terraço aluvial	Glaciação Continental	Falhamento /Dobramento principal
	Microevento	Movimento dos grãos de areia	Córrego	Deslocamento de solo localizado	Córrego	Avulsão do Meandro	Erupção Vulcânica	Formação de terraço aluvial	Glaciação Continental
	Evento sem Significância		Movimento dos grãos de areia	Córrego	Deslocamento de solo localizado	Córrego	Avulsão do Meandro	Erupção Vulcânica	Formação de terraço aluvial

Figura 2.7 - Relações entre a magnitude de eventos e sua importância em relação ao tempo. Reparar que no item assinalado (formação de terraço aluvial), perde significância na medida em que o intervalo de tempo considerado aumenta, chegando a não ter importância, se se considerar um intervalo de tempo de 10.000.000 anos (modificado de Miall, 1996).

Na figura anterior, percebe-se que alguns eventos aparecem de forma cíclica ou em episódios regulares ao longo do tempo, mas são raros ou ausentes se a magnitude do intervalo de tempo a ser considerada for menor. Para os eventos cíclicos, uma explicação seria que muitos eventos ocorrem somente quando algum limite (*threshold*) é excedido. Um exemplo seria a desestabilização de um depósito situado sobre uma superfície inclinada por meio de instabilidade gravitacional ou devido a falhamentos. Construiu-se, então, o conceito de “Limites Geomórficos”, desenvolvido em vários trabalhos, como os de Schumm (1977, 1979, 1985 e 1988) e Schumm & Brakenridge (1987). A transposição de tais limites causaria impactos sobre os processos sedimentares, reflexo de processos autogênicos ou alogênicos, num amplo espectro de escalas de tempo (Fig. 2.8) ou de ciclicidade (Fig. 2.9).

Não obstante as críticas, uma das grandes vantagens da aplicação da Estratigrafia de Seqüências é permitir analisar seqüências deposicionais e seus limites através da compreensão dos fatores controladores da deposição (Faccini & Paim, 2001). Ademais, adaptações de sua concepção original têm melhorado a sua aplicabilidade em sucessões continentais (Posamentier & Allen, 1993 e 1999; Shanley & McCabe, 1994).

Observa-se, pois, que a Estratigrafia de Seqüências, com o auxílio da análise dos elementos arquiteturais, torna-se uma abordagem extremamente útil na compreensão de Sistemas Fluviais.

Para hierarquizar os controles atuantes no sistema fluvial, adota-se a abordagem sistêmica de Schumm (1977). O autor compartimenta o sistema com base nos seus elementos geomórficos e dinâmicos, dividindo-o em três zonas bem distintas (Fig. 2.10):

- A **Zona 1**, ou de **produção**, é onde se localiza a fonte sedimentar, os divisores de águas e as drenagens de menor ordem. Ela é a principal produtora de sedimentos (erosão), embora sejam produzidos também nas outras zonas. Sua importância como local de baixo potencial de preservação.

- A **Zona 2**, ou de **transporte**, é onde, em um rio, numa condição de equilíbrio, a deposição pode ser igual à erosão (predomínio do transporte sedimentar em relação aos outros agentes de transporte). Mas, tal condição não é permanente. Oscilações entre a erosão e a deposição são comuns, em função de esta zona ser

Fig 2.8 - Os processos geomórficos nas várias escalas de tempo (Schumm, 1977):

- Ciclo de erosão. Linha inferior indica elevação do vale e a superior a elevação dos divisores de água;
- Detalhe do intervalo "B" da figura anterior. Eventos episódicos de pequena escala de armazenamento e erosão dos sedimentos de barras e depósitos de planície de inundação;
- Eventos episódicos de "b", vistos a partir do recorte "C", em detalhe.

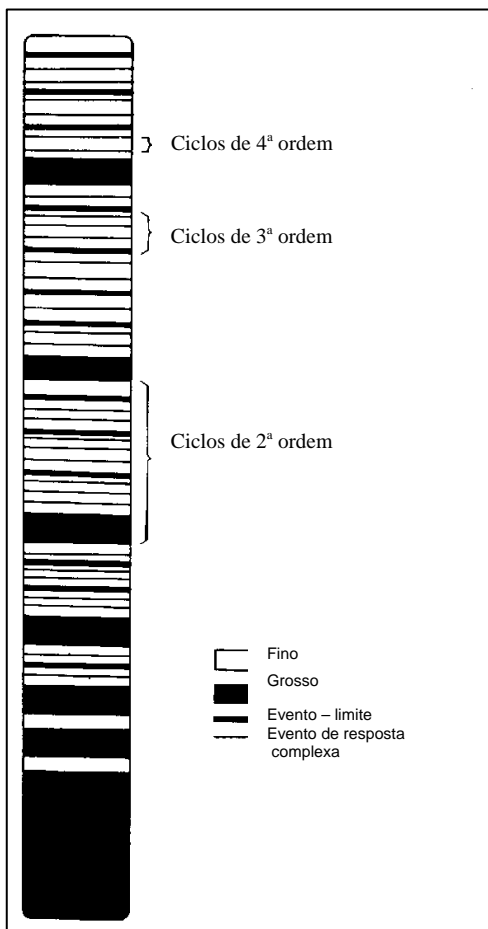
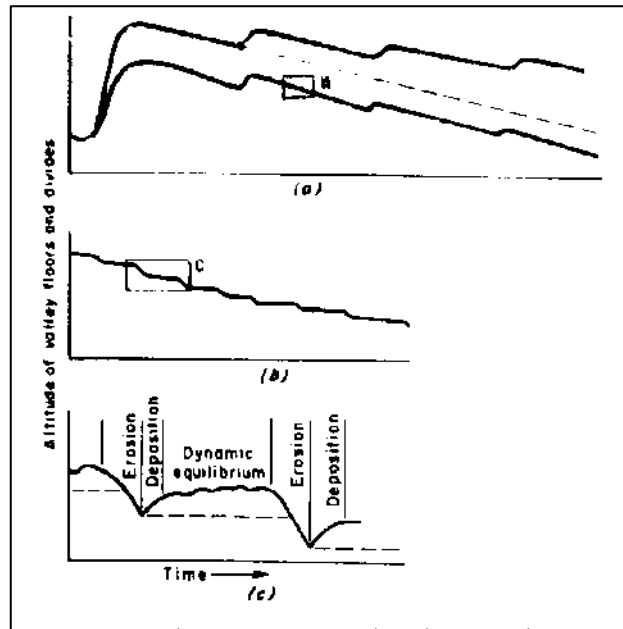


Fig. 2.9 - Hierarquia dos ciclos de sedimentação, baseada nos conceitos geomórficos de respostas episódicas ou conjuntas do sistema fluvial à influência das forças alogênicas e autogênicas. (Schumm 1977)

- Ciclo de 1ª ordem: é a sucessão inteira; reflete a diminuição gradual da granulometria do sedimento em relação ao soergimento inicial. (equivale ao "ciclo de erosão" da Fig. 2.2a);
- Ciclo de 2ª ordem: estes ciclos refletem ajustes litostáticos ou maiores mudanças climáticas. (equivale às flexões das curvas da Fig. 2.2a);
- Ciclos de 3ª ordem: ciclos gerados a partir do rompimento dos "limites geomórficos". Marcam os períodos de equilíbrio metaestável e períodos de rápidas mudanças e ajustes ("eventos episódicos" Fig. 2.2c);
- Ciclos de 4ª ordem: ciclos relacionados a episódios de erosão e à resposta complexa do sistema fluvial – contos autogênicos do canal.

afetada pelos controles que ocorrem na Zona 1, tais como a variação do suprimento sedimentar, mudanças no gradiente do terreno por soerguimento diferenciado ou mudanças climáticas que ocorram à montante, bem como por controles da Zona 3, como variações do nível de base ou diatrofismo.

- A **Zona 3**, ou de **deposição**, é o local onde encontram-se depósitos sedimentares da planície aluvial. Alguns controles críticos para a geomorfologia fluvial (e que afetam a Zona 2) só serão encontrados aqui.

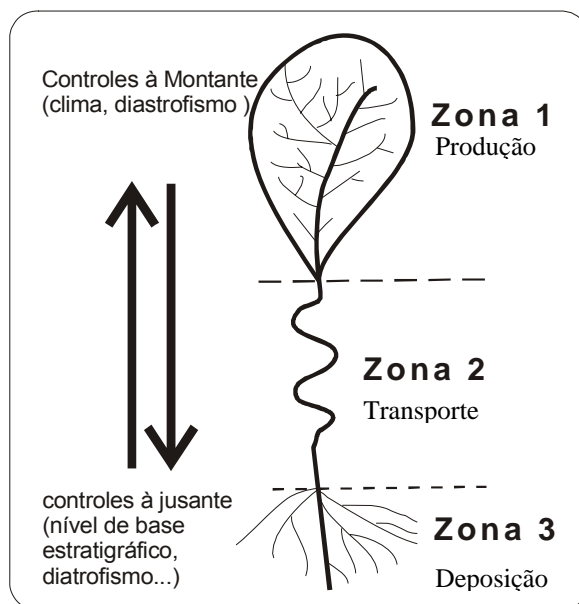


Fig 2.10 - O sistema fluvial e suas três zonas principais (adaptado de Schumm, 1977).

Para Schumm (*op cit*), as variáveis do sistema fluvial apresentam relações estatísticas entre si, ou seja, apresentam algum grau de dependência ou independência. Conseqüentemente, os elementos morfológicos que definem cada uma das zonas do sistema fluvial, tais como canais, planícies de inundação e vertentes, manterão a mesma relação, farão parte de um mesmo sistema morfológico.

O conjunto formado pelas variáveis dinâmicas do sistema (a energia, o movimento dos sedimentos e as forças de cisalhamento) e a paisagem resultante do sistema morfológico é denominado de *sistema processo-resposta*. São as variações do sistema processo/resposta que ocasionarão mudanças nas condições de equilíbrio do sistema, que, dependendo das escalas temporal e espacial, pode ser chamada de equilíbrio estático, estacionário, metaestável a dinâmico.

Schumm(1977) exemplifica isto no que ele chama de modelo hipotético da evolução da paisagem através da erosão episódica (Fig. 2.11).

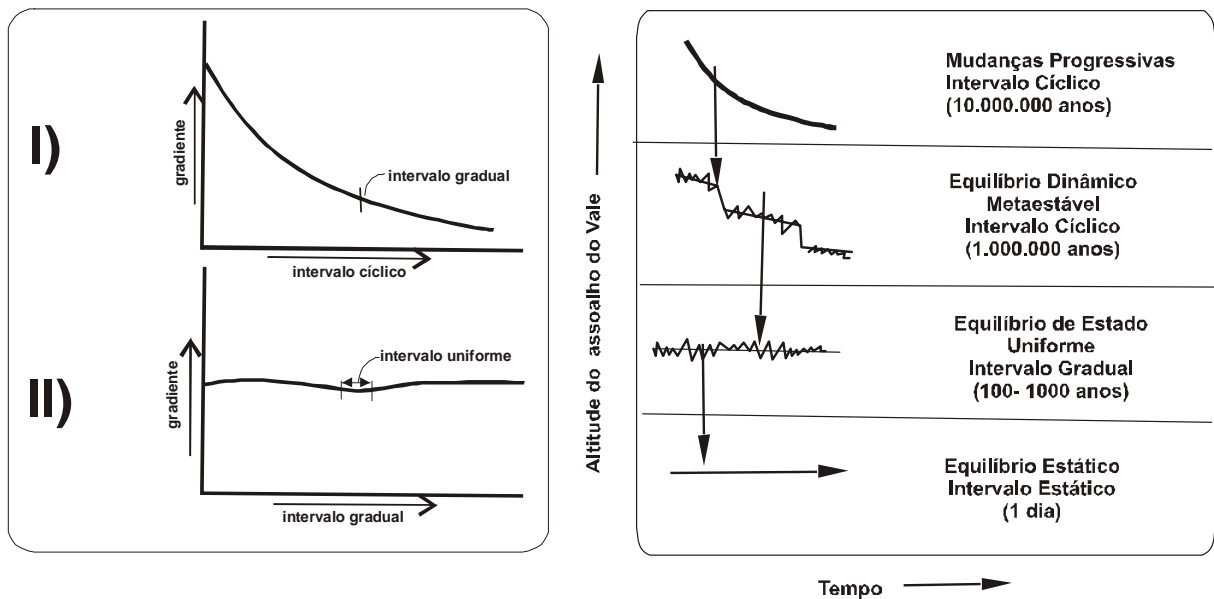


Fig 2.11 - À esquerda encontra-se a concepção gráfica do modelo de Schumm (1977) para evolução da paisagem fluvial de intervalo cíclico, gradual (*graded*) e uniforme, e suas relações com as mudanças de gradiente do fundo do vale. Observe-se que em (I), o intervalo de tempo representado - que equivale a um ciclo completo de Davis (1899) - sofre mudança de seu gradiente seguindo um caminho exponencial. Este período seria representado no registro geológico. Um determinado momento da dinâmica fluvial obedece a leis de mudança “gradual” do gradiente. Este intervalo é visto em (II), como um determinado momento onde o gradiente está relativamente constante e, embora tenhamos flutuações do gradiente, as condições seriam estacionárias. O intervalo seria um período menor que 1.000 anos na história de um rio.

À direita tem-se o modelo de deposição episódica com os intervalos de tempo correspondentes. A partir do perfil de relevo equivalente a (I), as figuras subjacentes são imagens em detalhe do ponto da curva onde se inicia a seta (Schumm, 1977).

O modelo acima permite uma análise sobre o que é possível encontrar no registro geológico. Em função do intervalo de tempo que o Membro Passo das Tropas representa, é provável encontrar evidências de mudanças bruscas das condições de equilíbrio do sistema fluvial. Num perfil estratigráfico, tal evidência seria, por exemplo, uma descontinuidade deposicional sobre a qual haveria a sedimentação fluvial.

Outra questão é que o registro geológico do sistema fluvial Passo das Tropas não pode ser interpretado como o resultado da atuação de um mesmo estilo deposicional em toda a sucessão, pois tal pressuposto implicaria em assumir que não houve mudança significativa de gradiente do vale no intervalo registrado. O modelo de Schumm preconiza que uma condição de equilíbrio estacionário como

esta não se estende por um período maior que 1000 anos, o que equivale à geração de uma faixa de canal. Por outro lado, identificando-se a posição espacial no registro estratigráfico dos estilos fluviais e relacionando-os às principais descontinuidades deposicionais presentes, seria possível elaborar um esboço das variações deposicionais sofridas pelo sistema fluvial ao longo da sua história deposicional.

A concepção de Schumm (1977) prevê que as variáveis que afetam o sistema fluvial e ocasionam sua complexidade deposicional apresentam relações de dependência e independência obedecendo a escalas de deposição. A proposta de Schumm havia sido adotada por outros autores, como Bridge (2003), que a utilizaram para demonstrar as relações de dependência e independência dos processos e controles no sistema fluvial (Fig.2.12).

Tal concepção permitiu desenvolver um modelo conceitual onde estão integrados os processos, controles e tempo na construção da arquitetura fluvial (Leeder, 1993; ver Fig. 2.13).

A abordagem sistêmica de Schumm (1977) permite analisar o sistema fluvial Passo das Tropas a partir de diferentes escalas temporais e espaciais, as quais terão controles e processos próprios.

2.2.1– Construção de Modelos Depositionais–uma abordagem multiescalar

Estudos sedimentológicos utilizam amplamente modelos para representar ou sintetizar o pensamento geológico. Para caracterização de reservatórios, é muito utilizado o modelamento faciológico (*facies modelling*), feito a partir da comparação de exemplos antigos e modernos de ambientes deposicionais e da pesquisa dos processos e controles da sucessão faciológica cujas aplicações seriam (conforme Walker & James, 1999):

- como um modelo de comparação;
- como uma base ou guia de futuras observações geológicas da área;
- na predição de novas situações geológicas;
- como uma base integradora para interpretação do sistema deposicional que ele representa.

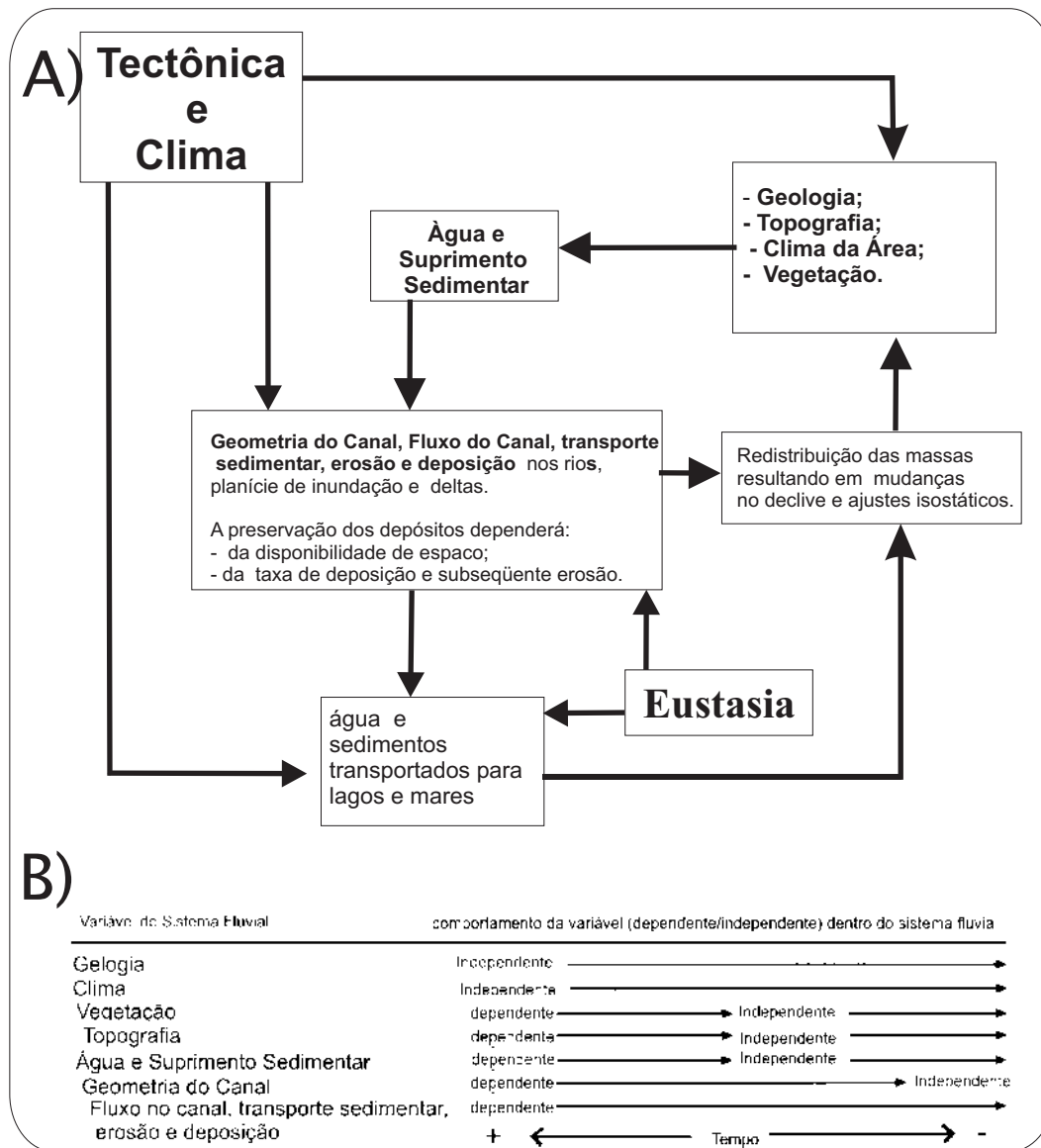
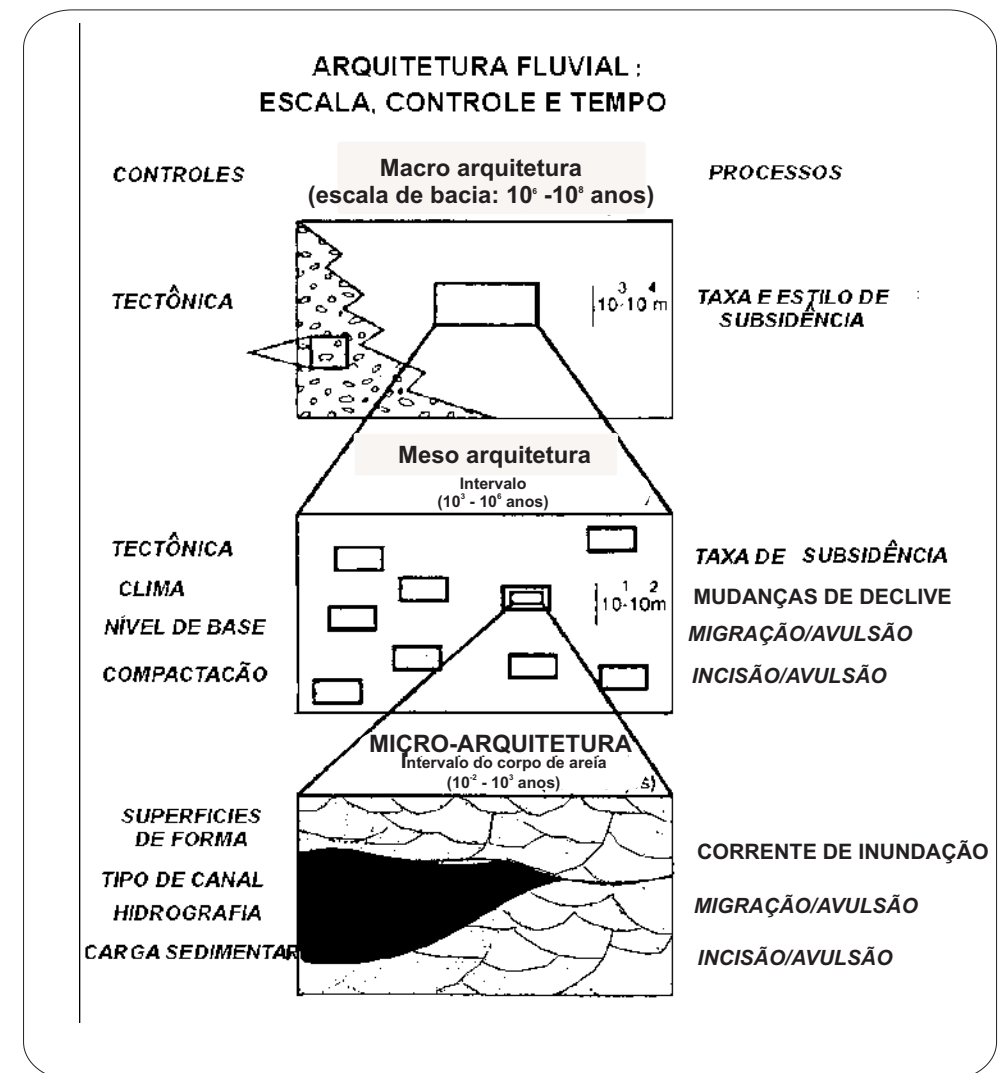


Fig. 2.12 - Processos e controles em sistemas fluviais: A) Fluxograma mostrando os controles e seus efeitos no sistema fluvial; B) Quadro mostrando as relações de dependência das variáveis do sistema deposicional, considerando a magnitude de tempo que eles representam dentro do sistema fluvial. Comparar com a figura anterior (modificado de Bridge, 2003)

Fig. 2.13- Modelo conceitual da hierarquização dos processos e controles atuantes em uma bacia sedimentar. Observar a relação entre os controles, processos e escalas de observação do sistema fluvial (modificado de Leeder, 1993).



Della Fávera (2001), ao discutir o uso da abordagem holística na pesquisa geológica, sugere que a postura para a interpretação dos fenômenos geológicos deve ter uma abordagem que vise estabelecer o *contexto* em que fenômenos de diferentes escalas ocorrem, o que chamou de “*método de zoom*”. De acordo com ele, o fenômeno geológico é estudado com técnicas de diferentes graus de resolução. Para Paim *et al.* (2003), a presença ou distribuição de recursos minerais em litologias sedimentares relaciona-se diretamente a processos genéticos específicos, os quais, por sua vez, respondem às condições de deposição e pós-deposição. Para seu entendimento, faz-se necessário a compreensão das heterogeneidades internas de reservatórios, cujas características finais podem estar influenciadas tanto por processos de escalas de bacia (gigaheterogeneidades) como de arquitetura estratigráfica (megaheterogeneidades), de elementos arquiteturais (macroheterogeneidades) ou feições sedimentares (mesoheterogeneidades) e atributos texturais (microheterogeneidades).

Considerando o que foi exposto, parece evidente que a adoção de uma abordagem multiescalar implica em duas questões, uma de ordem teórica e outra de ordem metodológica:

1º - que os processos reconhecidos nas diferentes escalas de estudo possam ser relacionados aos controles do sistema deposicional – por conseguinte, a fundamentação teórica implica na compreensão do grau de influência e dependências das variáveis de um sistema fluvial e na correta identificação nos produtos resultantes, permitindo a construção de um modelo faciológico confiável;

2º - que se tenha à mão um conjunto de técnicas cujas resoluções atendam às exigências de informação necessárias para análise da escala estratigráfica e deposicional, nas quais se inserem as diversas feições e heterogeneidades observadas em campo.

Nos itens subseqüentes, será analisada cada escala de estudo tomando por base as relações processo/controlado demonstradas em Leeder (1993), obedecendo à sistematização das escalas de estudo proposta em Paim *et al.* (*op. cit.*).

2.2.2- Gigaescala e Megaescala.

Correspondem à escala da bacia sedimentar e da arquitetura estratigráfica (Paim *et al.*, 2003). Os controles relacionados são os fatores alogênicos (tectônica e clima) de acomodação e de aporte sedimentar.

Vales fluviais podem ser formados por falhamento, soerguimento, rebaixamento do nível de base ou concentração de fluxo causada pela incisão do canal (Schumm & Ethridge, 1994). Durante seu processo de preenchimento, diversos fatores podem influenciar no arranjo das camadas sedimentares. Na concepção da Estratigrafia de Seqüências, os principais fatores que influenciam o padrão de fácies e a arquitetura estratigráfica de uma bacia sedimentar são: o espaço de acomodação, a natureza da taxa de suprimento sedimentar e a fisiografia da bacia (Posamentier & Allen, 1999).

O espaço de acomodação é um termo proposto por Jervey (1998), que descreve o espaço disponível para o potencial acúmulo de sedimentos. Representa, em sistemas fluviais, o espaço existente entre o perfil de equilíbrio fluvial e a superfície do terreno (Posamentier & Allen, *op cit*). A variação no espaço de acomodação resulta nas mudanças observadas na Fig. 2.14. Se os valores da taxa de acomodação são positivos, os padrões de empilhamento estratigráfico (progradação, agradação e retrogradação) e o *bypass* sedimentar serão influenciados pelo suprimento sedimentar; caso esta taxa seja negativa, os processos erosivos geram limites de seqüência.

O perfil de equilíbrio fluvial é uma superfície teórica, baseada no princípio de distribuição de energia (Leopold & Langbein, 1962), na qual o padrão e a morfologia do canal estariam ajustados, não ocorrendo erosão nem deposição. Se o perfil de equilíbrio tiver valor negativo, ou seja, se ele se localizar abaixo do perfil do relevo, então ocorrerá incisão; do contrário ocorre agradação (Fig. 2.15). As variações no perfil de equilíbrio fluvial podem ser resultado dos controles ligados à montante da bacia (vazão, fluxo de sedimentos e tectônica) ou de jusante (variações do nível de base; Fig. 2.16).

As mudanças do nível relativo do mar são responsáveis pelos principais padrões estratais correlacionáveis entre os ambientes marinhos e continentais,

Fig. 2.14 - Relação entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar e a resposta na compartimentação estratigráfica (Shanley & McCabe, 1994 in Faccini & Paim, 2001).

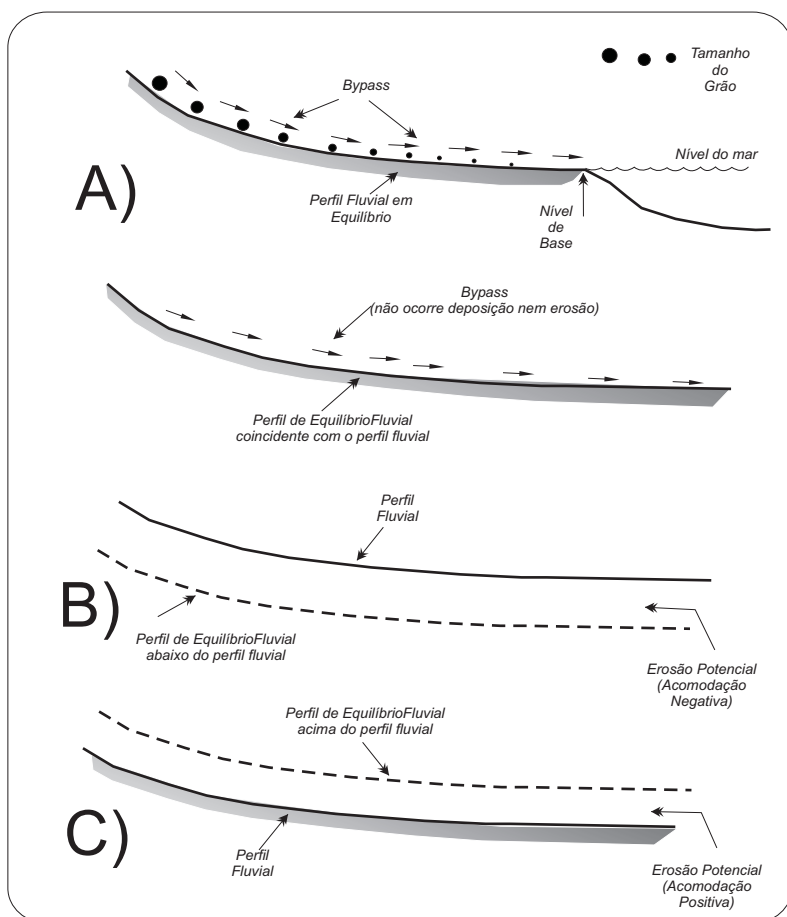
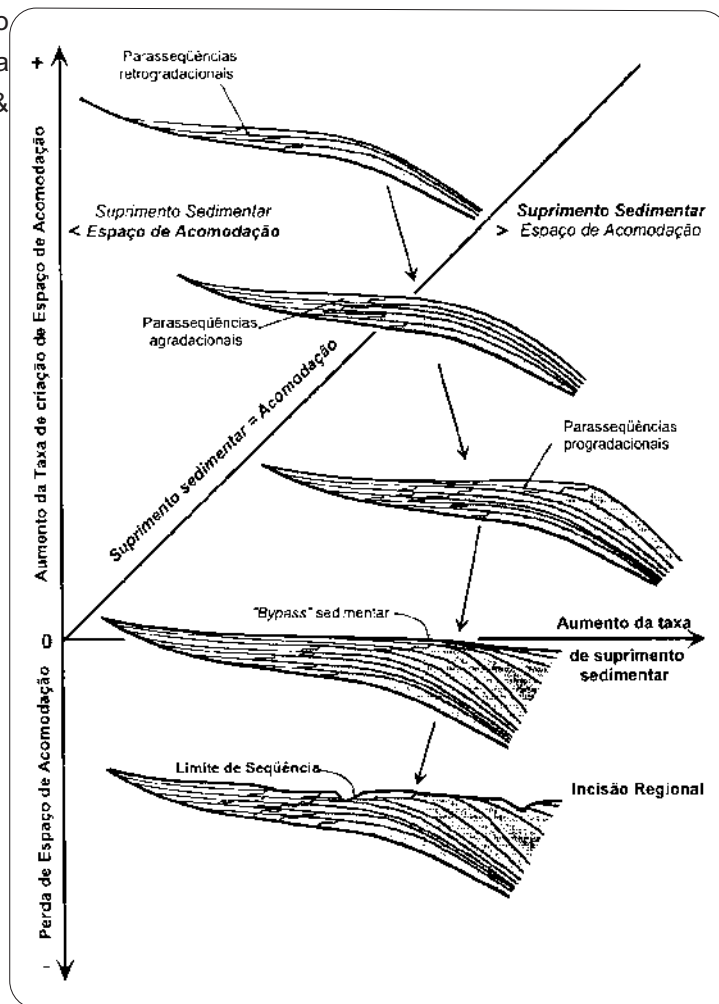


Fig. 2.15 - Efeitos no perfil fluvial ocasionados pela variação do espaço de acomodação.

A) os sedimentos estão sendo transportados diretamente para a foz, que está no nível do mar. Nesta situação o perfil de equilíbrio coincide com o fluvial, não havendo erosão nem deposição.

B) perfil de equilíbrio abaixo o perfil do fluvial, forçando o rio e ser inciso para restabelecer o equilíbrio (acomodação negativa subaérea);

C) o efeito inverso de (B), quando o rio agrada para restaurar seu equilíbrio. (Posamentier & Allen, 1999)

enquanto que a tectônica e a subsidência são as principais influências na acomodação fluvial em bacias do tipo *folerand*, extensionais e *pull apart* (Posamentier & Allen, 1999).

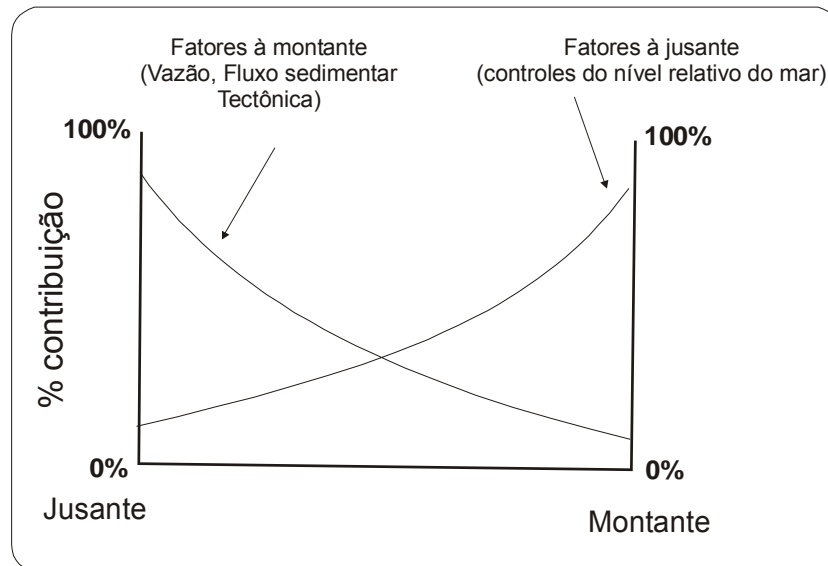


Fig. 2.16 - Influência dos controles de montante (vazão, fluxo sedimentar e tectônica) e jusante (mudança do nível relativo do nível do mar). Esta relação só é válida até a primeira quebra de declive (*Knickpoint*) significativa (Posamentier & Allen, 1999).

A eustasia afeta de forma decrescente em direção à montante, na maioria das vezes não atingindo as porções intermediárias da bacia fluvial. Já nas bacias interiores, esta influência não existiria, ocorrendo o predomínio do clima, soerguimento da área fonte e subsidência (Shanley & McCabe, 1994; Fig. 2.17).

O nível de base é uma superfície horizontal imaginária sobre a qual a erosão subaérea ocorre e que corresponde ao *nível do mar* (Schumm, 1993). Numa situação de bacias desconectadas do nível do mar, Shanley & McCabe (1994) consideram dois outros conceitos: o de nível de base geomórfico (quando coincide com o nível do mar é chamado de *ultimate level base*) e nível de base estratigráfico (*stratigraphic base level*) - um *datum* em direção ao qual o sistema estratigráfico se ajusta, quando estamos em uma condição onde não há uma linha de costa (*bayline*).

O entendimento de processos de agradaciação/degradaciação utilizando o conceito de perfil de equilíbrio implica na existência de um nível de base, conforme mostra o modelo de Lane (1955; Fig. 2.18), onde as variações positivas e negativas da

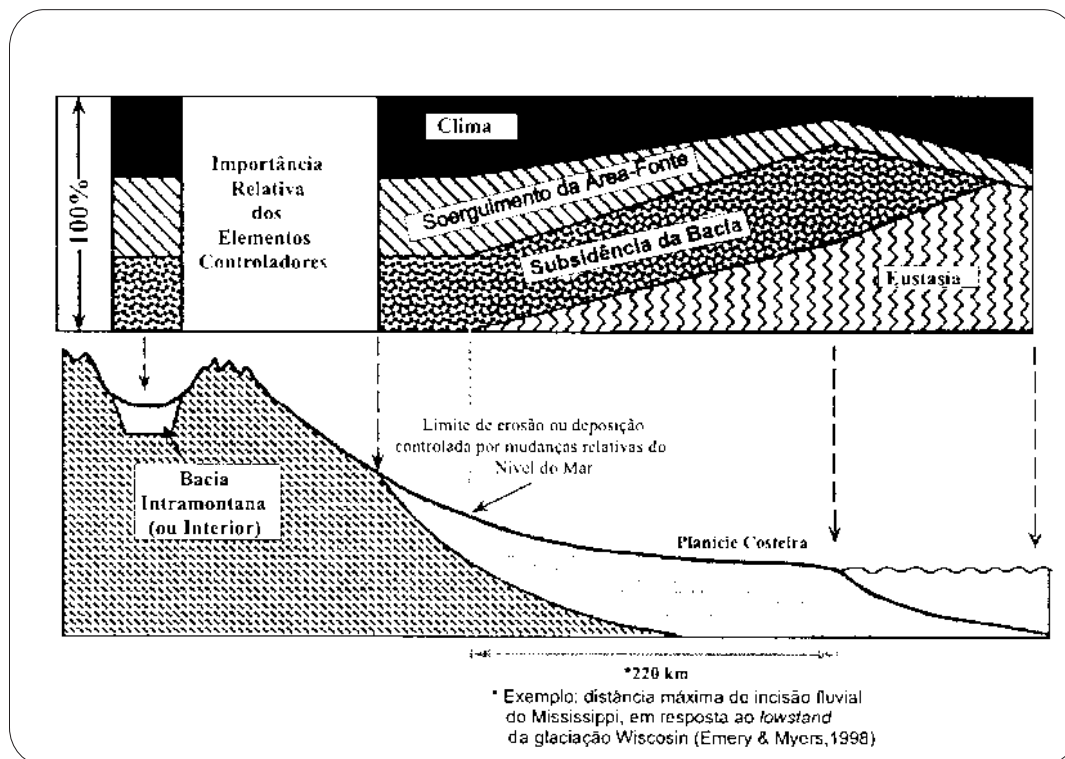


Fig 2.17 - Modelo de Shanley & McCabe (1994) para os controles da arquitetura estratigráfica continental, mostrando a contribuição do clima, da eustasia, da subsidência da bacia e do soerguimento da área fonte dentro do ambiente continental. Observe que na bacias intracontinentais, a arquitetura estratigráfica não sofre nenhum efeito da eustasia (Faccini & Paim, 2001).

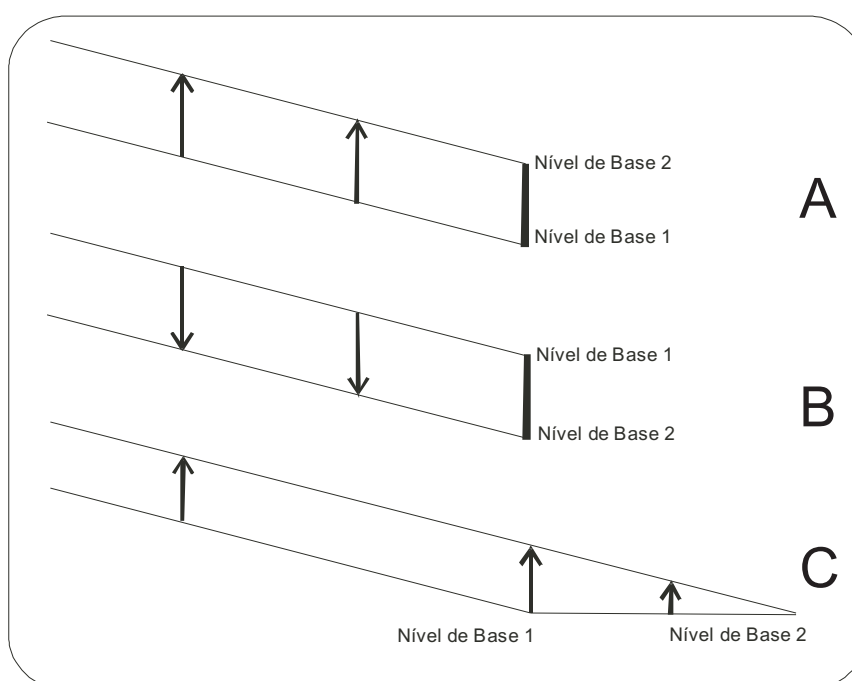


Fig. 2.18 - Movimentos do perfil do canal em resposta às mudanças do nível de base inicial (1) e final (2). Em (A) ocorre a deposição para restabelecer o perfil; em (B) a erosão; e (C) temos incremento de espaço de acomodação através do deslocamento horizontal da desembocadura (Lane, 1955 in Schumm 1993).

posição do nível de base resultam em erosão ou agração fluvial. Logo, a aplicação do conceito de perfil de equilíbrio em sistemas fluviais intracontinentais implica em que a função do nível de base seja desempenhada pelo nível de base estratigráfico.

A dinâmica da variação do nível de base, a geologia e as variáveis geomórficas controlam as mudanças do perfil de equilíbrio (Schumm, 1993). No caso da dinâmica do nível de base, ela pode variar em termos de duração, direção, taxa e magnitude, sendo as duas últimas as mais importantes.

Supondo que se tenha o rebaixamento do nível de base, e que sua magnitude seja pequena, as mudanças resultantes serão modificações no padrão do canal, rugosidade do leito e mudanças no declive do canal. Se a magnitude for grande, pode-se ter desde a incisão do rio até o rejuvenescimento de toda a rede de drenagem. Contudo, se a taxa de rebaixamento do nível de base for lenta, poderá haver grande variação lateral para compensar a mudança no declive; do contrário, a incisão vertical prevalecerá sobre a migração lateral.

Os controles geológicos estariam ligados à presença de *soleiras (knickpoints)*, as quais podem retardar momentaneamente os efeitos destas variações.

Já as variações geomórficas relacionam-se ao suprimento sedimentar, que está primariamente ligado às mudanças climáticas e ao tectonismo, mas também ao relevo da bacia de drenagem, à vegetação e à litologia do substrato. A transferência de material clástico da zona de produção de sedimentos para zona de transporte (respectivamente as zonas 1 e 2 do sistema fluvial de Schumm, 1977) ocorre pelos processos de denudação e erosão.

Quando se fala sobre perda de material das áreas montanhosas para a planície aluvial, trata-se de uma referência à denudação, em função de que a denudação inclui a erosão.

Os valores de denudação variam conforme o ambiente tectônico. Áreas tectonicamente ativas apresentam maior taxa de denudação que áreas tectonicamente estáveis (Leeder, 1999). Em parte, isto está vinculado ao fato de que a magnitude das forças gravitacionais atuantes ao longo do sistema fluvial está associada à declividade das bacias hidrográficas. Conseqüentemente, pode ocorrer decréscimo da denudação ao longo do tempo devido à redução erosiva da

paisagem. Schumm (1977) demonstra isto experimentalmente, considerando como intervalo de tempo um ciclo de erosão de Davis (Fig. 2.19).

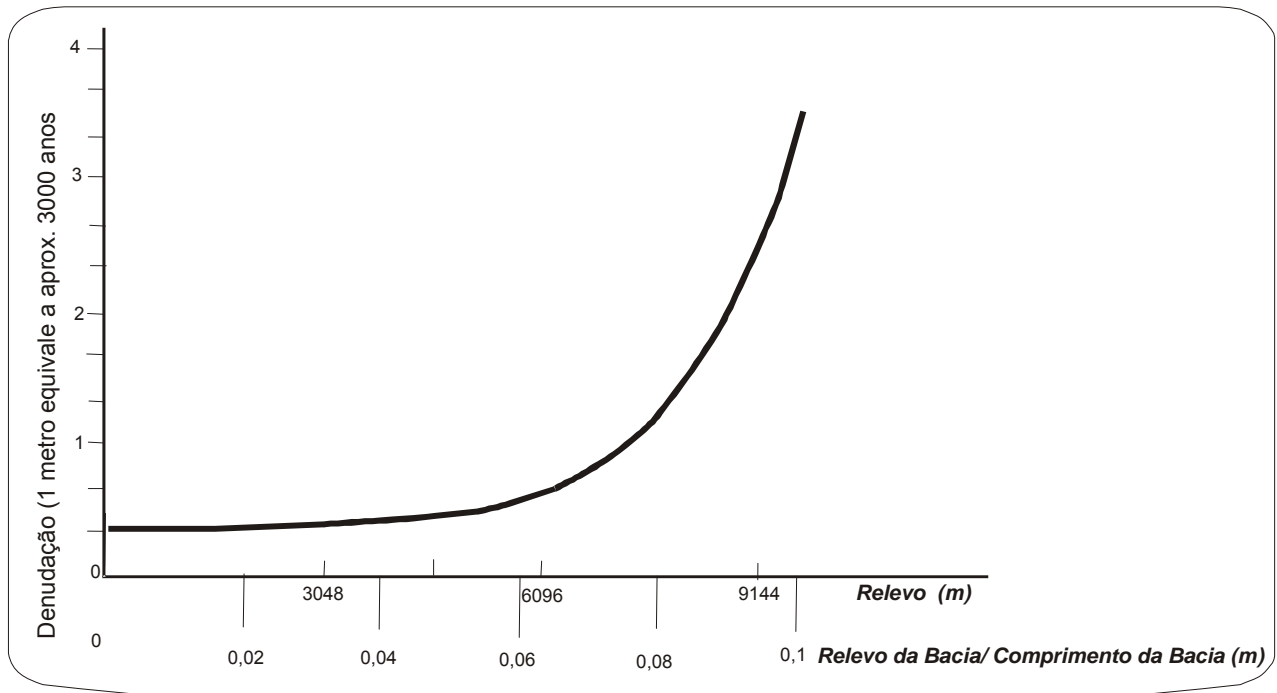


Figura 2.19 - Relação entre a denudação, razão relevo/comprimento da bacia e o relevo da bacia de drenagem. A curva ilustra o decréscimo da taxa de denudação durante a redução erosiva da paisagem ao longo do tempo (Schumm, 1977).

A partir de diferenças altimétricas menores que 3.000 metros, as taxas de denudação serão muito baixas e, conseqüentemente, ocorre uma redução significativa da carga sedimentar. Em função da variação da magnitude das forças gravitacionais, a redução se refletirá tanto no volume como no tamanho médio de grão da carga sedimentar devido à redução do relevo.

A magnitude do soerguimento produzirá o relevo inicial da bacia, que por sua vez determina a energia potencial presente nas áreas à montante e na grandeza dos componentes das forças gravitacionais atuando ao longo dos declives e canais. As características dos processos de erosão e denudação são influenciadas pela geologia (incluindo aí as características da rocha); pelas suas estruturas (basicamente falhas e juntas, podendo ocorrer o efeito de outras feições deformacionais); e pelo clima (Schumm, 1977). Padrões de drenagem e a forma da bacia podem ter pronunciados controles estruturais, afetando o comportamento do *runoff* (Bridge, 2003).

O clima afeta os processos erosivos e deposicionais, devido a sua influência na hidrologia e na tipologia da vegetação no sistema fluvial e, conseqüentemente, no intemperismo. Comparações da geometria hidráulica entre rios perenes de regiões subúmidas e rios efêmeros de regiões semi-áridas mostram contrastes em relação à variação da profundidade e gradiente (Schumm, 1977).

A magnitude e a frequência das inundações dos rios são afetadas pelas mudanças na circulação atmosférica, com pequenas mudanças climáticas ocasionando um acréscimo na magnitude das inundações. Tai mudanças não são diretamente proporcionais ao incremento ou decréscimo da precipitação, podendo ser atenuadas por variáveis que influenciam as taxas de *runoff*, em especial a vegetação. Por fim, uma mudança climática global pode ocasionar diferentes mudanças de regime de fluxos, o que implica em que as mudanças climáticas que afetam o empilhamento estratigráfico podem ser geograficamente restritas (Blum & Törnqvist, 2000).

Uma grande acumulação de sedimentos pode ser, entre outras coisas, o efeito do soerguimento da área fonte, o que por seu turno pode levar a mudanças climáticas orográficas (Schumm, 1993). Selby (1993) conclui, a partir do estudo nos Alpes neozelandeses, que a quantidade de precipitação e o suprimento sedimentar podem variar concomitantemente ao soerguimento de uma área tectonicamente ativa.

A comparação entre controles de jusante (nível de base) e de montante (tectônica e clima) que afetam a capacidade do sistema fluvial de transportar sedimento é visto na Figura 2.20. No caso de variações resultantes da mudança do nível de base (Fig. 2.20A), o gráfico sugere que se o evento for rápido pode ocorrer um aumento expressivo do suprimento sedimentar num curto período, com o perfil de equilíbrio se ajustando rapidamente. Já se esta variação ocorrer de forma lenta, o sistema fluvial inicialmente a absorverá através da mudança no estilo fluvial, com a alteração na taxa de suprimento sedimentar ocorrendo de forma mais lenta.

Já no caso da tectônica (Fig. 2.20B), o aumento será ocasionado pelo soerguimento da área-fonte que, comparado ao gráfico anterior, mostrará uma resposta bem mais pronunciada e temporalmente mais longa. A redução ocorrerá na medida em que ocorre a redução do relevo de montante. Porém, caso a rocha-fonte

apresente grande resistência à erosão, o resultado poderá ser semelhante a uma mudança lenta do nível de base.

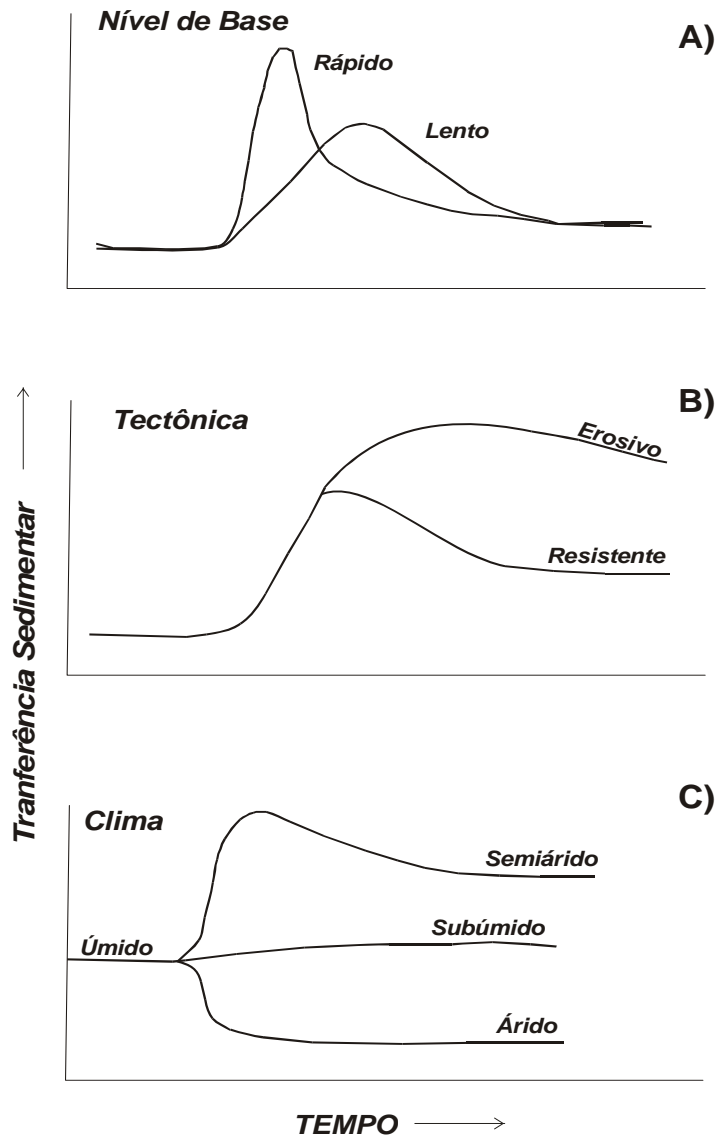


Fig. 2.20: Influências do nível de base, da tectônica e do clima no suprimento sedimentar (Schumm, 1993).

No caso do clima (Fig. 2.20C), tem-se efeitos variados. A passagem do clima úmido para subúmido não causa variações significativas, em função do efeito de atravessamento e interceptação da vegetação. A passagem do clima úmido para o árido ocasiona redução da transferência, devido ao *runoff* ser baixo. Somente a passagem de clima úmido para climas sazonais (semi-áridos), ocasiona mudanças significativas no suprimento sedimentar, em decorrência da combinação de *runoff* elevado com vegetação esparsamente distribuída.

A combinação destes controles pode levar ainda a outros resultados. A passagem de um clima úmido para um seco concomitantemente à variação lenta do nível de base teoricamente causaria uma resposta bem menos intensa do que se a mudança climática fosse a passagem de clima úmido para semi-árido. A variação climática orográfica que acompanha um soerguimento diferencial de montante, que resulta em aumento da intensidade pluviométrica, pode resultar em efeitos mais intensos se comparados a uma situação na qual o clima se manteve estável.

A análise da arquitetura estratigráfica através do modelo de estratigrafia de seqüências possibilita reconhecer os diferentes sistemas deposicionais, definidos pela natureza de seus limites (limites de seqüência) e pela sua geometria interna, correspondentes às diferentes fases da sedimentação cíclica - os tratos do sistema.

As variações de padrão de empilhamento de canais em um ambiente fluvial conectado ao ambiente costeiro são mostradas na Figura 2.21. Com a queda do nível de base (Fig. 2.21A), ocorre diminuição do espaço de acomodação (acomodação negativa), rebaixando o perfil de equilíbrio fluvial, o que resulta em erosão e formação do limite de seqüência. A deposição fluvial neste período, pelo menos em teoria, não é imediata: Posamentier & Allen (*op cit*) sugerem que pode ocorrer, no mesmo momento, em algum ponto à montante da foz. Com a subida do nível de base (Fig 2.21B) o perfil de equilíbrio sobe e ocorre a agradação fluvial, que resulta na formação de depósitos de canais amalgamados.

A progressiva redução da taxa de acomodação (Fig. 2.21C) leva o perfil de equilíbrio a se aproximar do perfil do relevo, resultando em depósitos fluviais influenciados por marés. A Figura.. 2.21D mostra um progressivo aumento da taxa de acomodação, onde o perfil de equilíbrio está acima do perfil do relevo, gerando agradação.

A nomenclatura tradicional dos tratos de sistema só pode ser aplicada com segurança onde sejam comprovadas correlações entre depósitos marinhos e não-marinhos, em situações em que as superfícies chave e a arquitetura estratigráfica possam ser correlacionadas a oscilações relativas do nível do mar (Faccini & Paim, 2001).

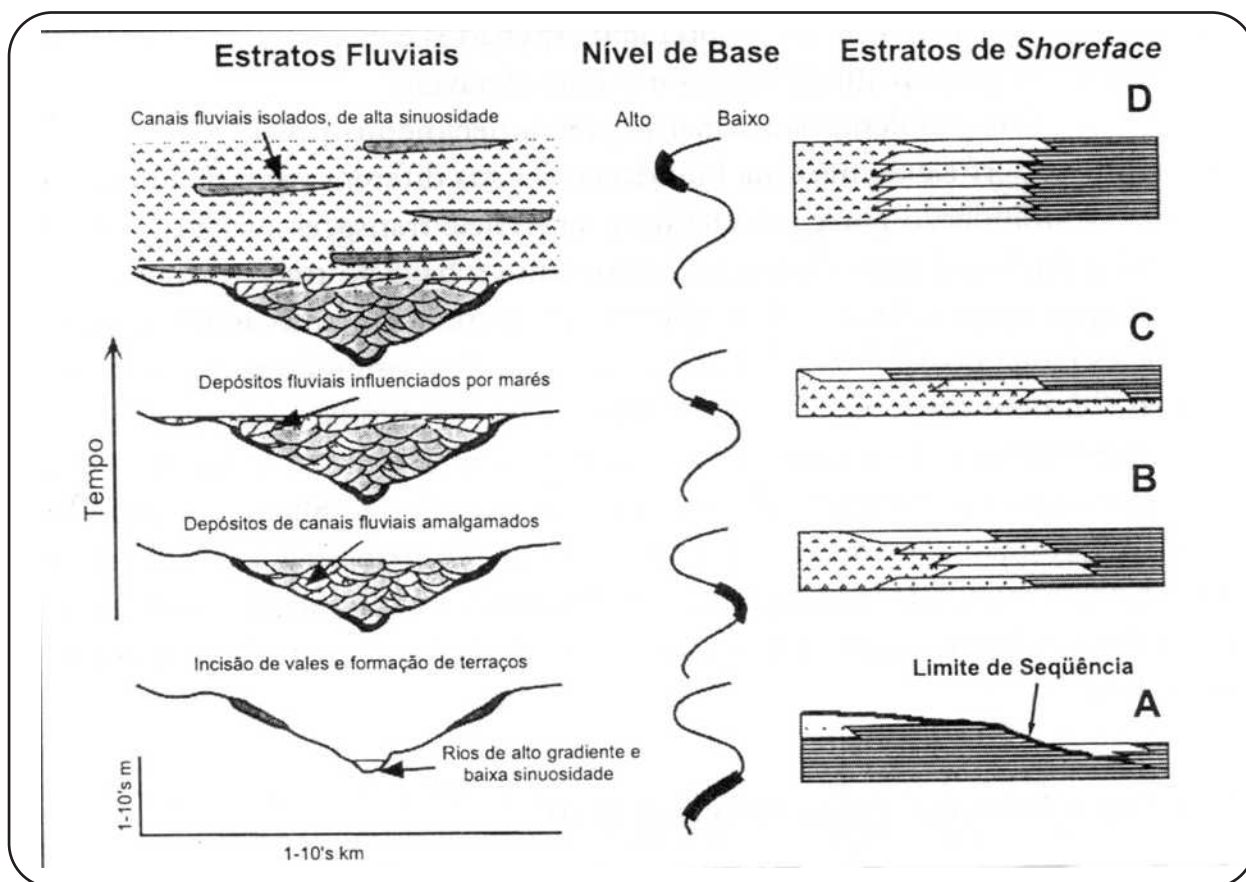


Fig. 2.21 - Diagrama relacionando estratos fluviais, nível de base e estratos de *shoreface*, em sucessões fluviais conectadas com o litoral: (A) a passagem do HST tardio para o LST inicial com a formação do vale inciso; (B) deposição dos canais amalgamados e a passagem do LST tardio para TST; (C) condição de HST inicial; (D) condição de HST tardio e formação de faixas de canal lateralmente extensas (Shanley & McCabe 1994; *in* Faccini & Paim 2001).

HST - *Tratos de sistema de mar alto (highstand system tract)*

LST - *Trato de sistema de mar baixo (lowstand system tract)*

TST - *Tratos de sistema transgressivo (transgressive system tract)*

Em bacias interiores, como é o caso do Sistema Fluvial Passo das Tropas, o espaço de acomodação subaéreo e o ajuste da superfície de equilíbrio não são influenciados pela linha de costa, mas por fatores locais, como os ciclos climáticos e tectônicos. Em função disto, os autores que utilizam a abordagem da estratigrafia de seqüências para compartimentar estratigrafia do Triássico do Rio Grande do Sul (Faccini, 2000; Zeffass *et al.*, 2003 e Da Rosa, 2005) têm considerado que o nível de base estratigráfico controla a arquitetura estratigráfica, e o mesmo é expresso pela relação entre *espaço de acomodação e suprimento sedimentar* (razão A/S).

Tal hipótese havia sido originalmente proposta por Martinsen *et al.* (1999) como uma alternativa ao modelo de estratigrafia de seqüências baseado em correlações com a linha de costa, para situações em que o clima e a tectônica são os controles mais importantes para a arquitetura estratigráfica. De acordo com o modelo dos autores, existirão dois tipos de trato de sistemas, o de baixa acomodação (*low-accomodation system tract*) e o de alta acomodação (*high-accomodation system tract*), delimitados por limites de seqüência e uma superfície de expansão (*expansion surface*), onde predominam litofácies pelíticas.

Assim, as seguintes questões devem ser consideradas na análise e interpretação dos dados em giga e megaescala:

- a tectônica, o clima e a variação do nível de base estratigráfico são os controles a serem considerados em estudos em giga e megaescala;
- o suprimento sedimentar sofrerá influência primariamente do clima e do tectonismo, embora o relevo da bacia de drenagem e a vegetação sejam importantes em algumas situações;
- o nível de referência do perfil de equilíbrio será o nível de base estratigráfico, expresso pela relação entre espaço de acomodação e suprimento sedimentar;
- o modelo de Estratigrafia de Seqüências seguirá a proposta de Martinsen *et al.* (*op cit*) para situações em que o clima e a tectônica são os controles mais importantes para a arquitetura estratigráfica.

2.2.3– Macroescala e Mesoescala

2.2.3.1 – Escala de Faixa de canal (Macroescala)

A estratigrafia interna das seqüências deposicionais pode fornecer informações sobre as mudanças na taxa de acomodação sedimentar (Posamentier & Allen, 1999). Para tanto, é necessário compreender a influência das variáveis alogênicas do sistema fluvial que ocasionam redistribuição dos sedimentos, tais como as mudanças de posição ou forma do canal, tanto por movimentos laterais graduais quanto por um novo posicionamento.

Avulsão é o processo pelo qual uma faixa de canal migra, de forma abrupta, por sobre uma superfície de inundação ou um canal mais antigo para uma nova localização em busca de um novo gradiente. O fenômeno ocorre durante um período de cheia do rio; bloqueio do canal por gelo, vegetação ou sedimento; através da junção de um canal principal com um outro pré-existente; ou como um canal de *crevasse* (Bridge, 2003).

O processo de avulsão pode ocorrer dentro de um canal ativo, resultando em heterogeneidades dentro do depósito da faixa de canal. Outra maneira é através do abandono do antigo curso para iniciar um novo em outro ponto da planície de inundação. Este último tem importância estratigráfica, pois pode ocasionar um aumento na extensão lateral da faixa de canal existente ou iniciar uma nova faixa de canal.

A coexistência de diferentes canais avulsivos caracteriza o sistema anastomosado. Os movimentos avulsivos intracanal são típicos do sistema fluvial entrelaçado e são um dos principais processos de amalgamação dos canais. No caso de canais meandrantés, o rio assume um novo curso dentro da planície de inundação, seguindo um traçado topograficamente mais baixo.

Avulsões só governam o estilo fluvial quando o sistema deposicional está em condições de subsidência estável e em equilíbrio dinâmico, situação na qual os processos autogênicos normais podem levar a um gradual ou repentino episódio de mobilidade (avulsão) do canal (Maill, 1996). A equação de Lane (1955) demonstra a situação descrita ao sistematizar a relação entre carga sedimentar (Q_s) e vazão

média de água (Q), tamanho médio do sedimento (d_{50}) e gradiente (S) da seguinte forma:

$$Q_s * d_{50} \cong Q * S$$

A equação sugere que o canal pode se manter em um estado de equilíbrio uniforme (*steady-state equilibrium*) quando as mudanças da carga sedimentar e do tamanho do sedimento são compensadas por mudanças na vazão de água e no gradiente do rio. Esta relação pode ser descrita como uma balança: em um prato, o suprimento sedimentar, no outro, a intensidade do fluxo de corrente (Fig. 2.22). Canais agradam quando o suprimento sedimentar excede a capacidade do fluxo em absorver o aumento. Ao mesmo tempo, o declive do canal aumentará, juntamente com a competência do rio em transportar um maior tamanho de grão. O equilíbrio será restabelecido com o aumento da capacidade de fluxo do canal, até atingir novamente o equilíbrio.

A Figura 2.23 mostra como o equilíbrio estacionário se mantém ao longo de um canal fluvial. Em direção à jusante, ocorre a redução do gradiente (declive do rio) com o aumento da carga sedimentar em suspensão. Já a velocidade aumentará, embora proporcionalmente menos, em função do aumento do raio hidráulico (área de uma seção do canal/perímetro úmido) e da declividade. Como a declividade diminuirá mais rapidamente do que o raio hidráulico, ocorre uma redução da força de cisalhamento (resistência ao fluxo de água que passa no canal exercida entre as margens e o leito e interface água/ar), e, conseqüentemente, a competência do rio, ou seja, o tamanho das partículas que podem ser transportadas por ele (Leopold *et al*, 1964). Isto mostra que quanto menor o gradiente do rio, menor será o tamanho de grão médio dos sedimentos fluviais. Já a velocidade apresentará um comportamento associado à mudança do raio hidráulico.

Conclui-se que a influência das variáveis autogênicas do sistema fluvial resultará em modificações no estado de equilíbrio uniforme do canal fluvial. Miall (1996) sugere que a identificação destas variações no registro geológico envolvem o reconhecimento da geometria do canal, da razão largura/profundidade e de sua sinuosidade.

Fig. 2.22 - Modelo de balanço de acreção/degradação e a influência do suprimento sedimentar, do fluxo de corrente, do declive do canal e do tamanho de grão. (Blum & Törnqvist, 2000)

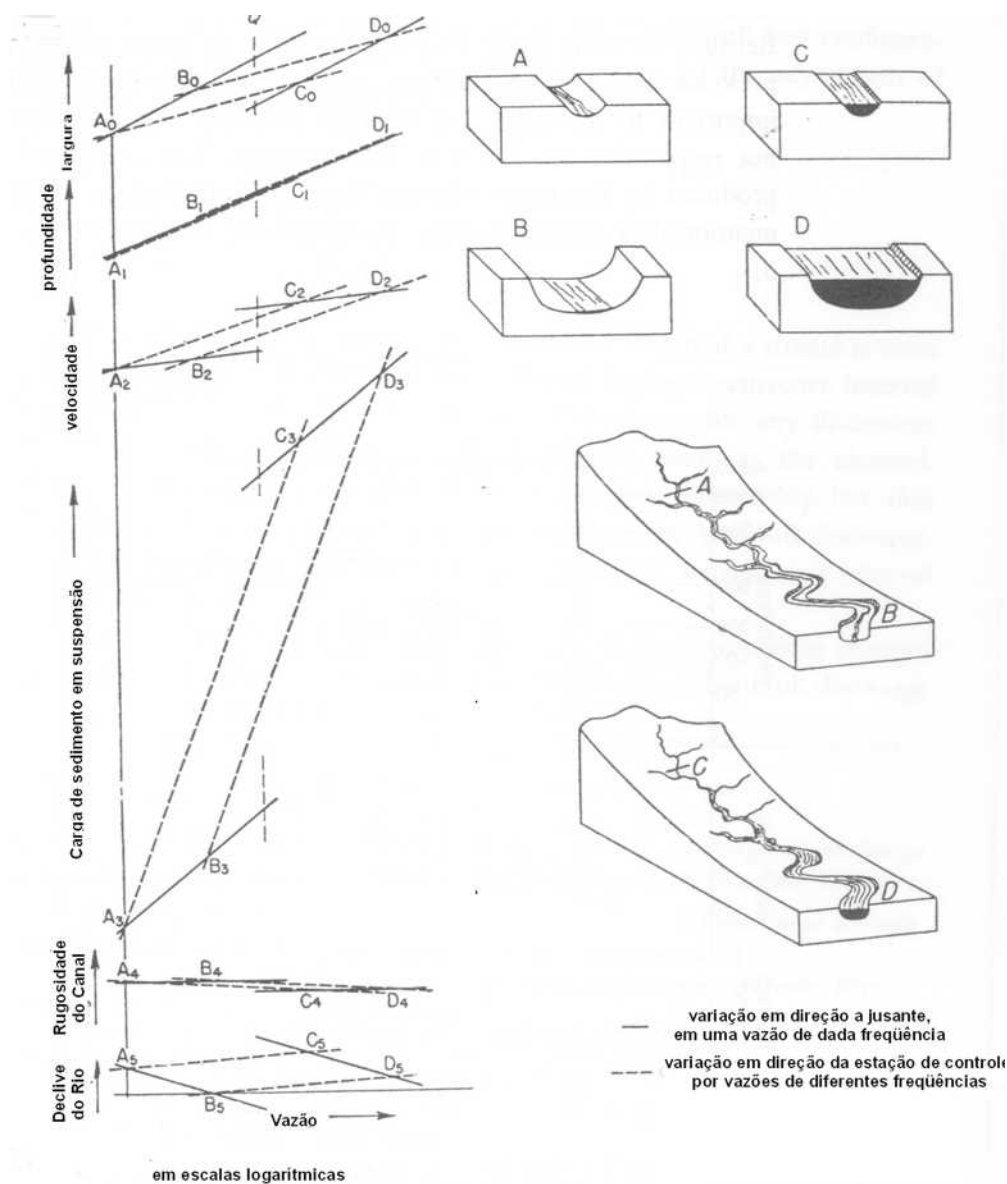
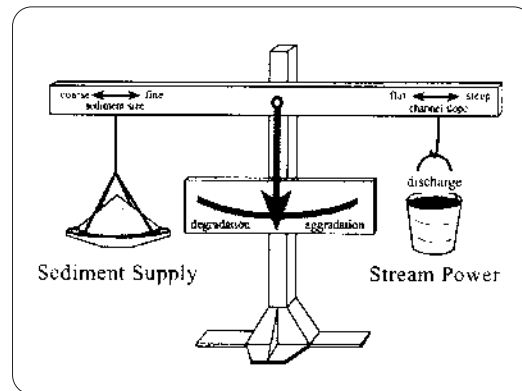


Fig. 2.23 - Diagrama esquemático mostrando as relações entre largura, profundidade, velocidade, carga em suspensão, rugosidade e declividade e vazão em um canal na situação de vazante (A, B) e de cheia (C, D) do rio (Leopold *et al* 1964).

2.2.3.2 – Escala de Barra de Canal (mesoescala)

Como os períodos de máxima inundação são determinantes nas características de largura e sinuosidade do canal (Leopold *et al*, 1964; Schumm, 1977; Bridge, 2003), o débito de margens plenas (*bankfull discharge*) terá grande importância, pois ele corresponde ao nível a partir do qual ocorre o transbordamento do canal fluvial para a planície de inundação.

Em depósitos fluviais antigos, um dos parâmetros utilizados é a dimensão da barra de canal. Sua importância reside no fato de que são as únicas feições afetadas pelo regime geomorfológico do ambiente e de, ao mesmo tempo, serem relativamente insensíveis às mudanças localizadas de fluxo (Jackson, 1975), o que faz delas um importante indicador da magnitude do canal. Bridge & Diemer (1983) estimam que a largura de uma barra de acreção lateral pode representar 1.33 a 1.5 vezes a largura do canal, enquanto a profundidade máxima de margem plena (*backfull depth*) pode ser estimada pela extensão vertical da barra.

Para a correta avaliação da dimensão do canal, é necessário o reconhecimento das feições de erosão e deposição do canal. Bridge (*op cit*) observa que:

1 - ajuste na topografia da barra – resultado das variações de vazão (Fig. 2.24). Durante o estágio de subida do nível da água, ocorre erosão na inflexão do talvegue, nas confluências dos canais, na extrema jusante das barras. Nestes mesmos locais, tornam-se locais de deposição de sedimentos nos estágios de descida no nível da água(vazante). Na montante das barras, as porções topograficamente altas tendem a ser áreas de deposição nos fluxos elevados e de erosão no estágio de redução do fluxo;

2 – migração do canal – resulta na erosão do banco e a deposição destes sedimentos nas margens adjacentes a barra, em função das variações de vazão descritas no item anterior. A migração das barras é episódica e a deposição pode ocorrer através da formação de barras unitárias distintas;

3 – a incisão de novos canais – ocorre pela ampliação de antigos canais e o fechamento e preenchimento de outros. Está intimamente associada com a migração do canal (2). As barras acrescionárias migram para dentro dos canais com barras unitárias atuando, nas áreas adjacentes, como condutoras das vazões desviadas.

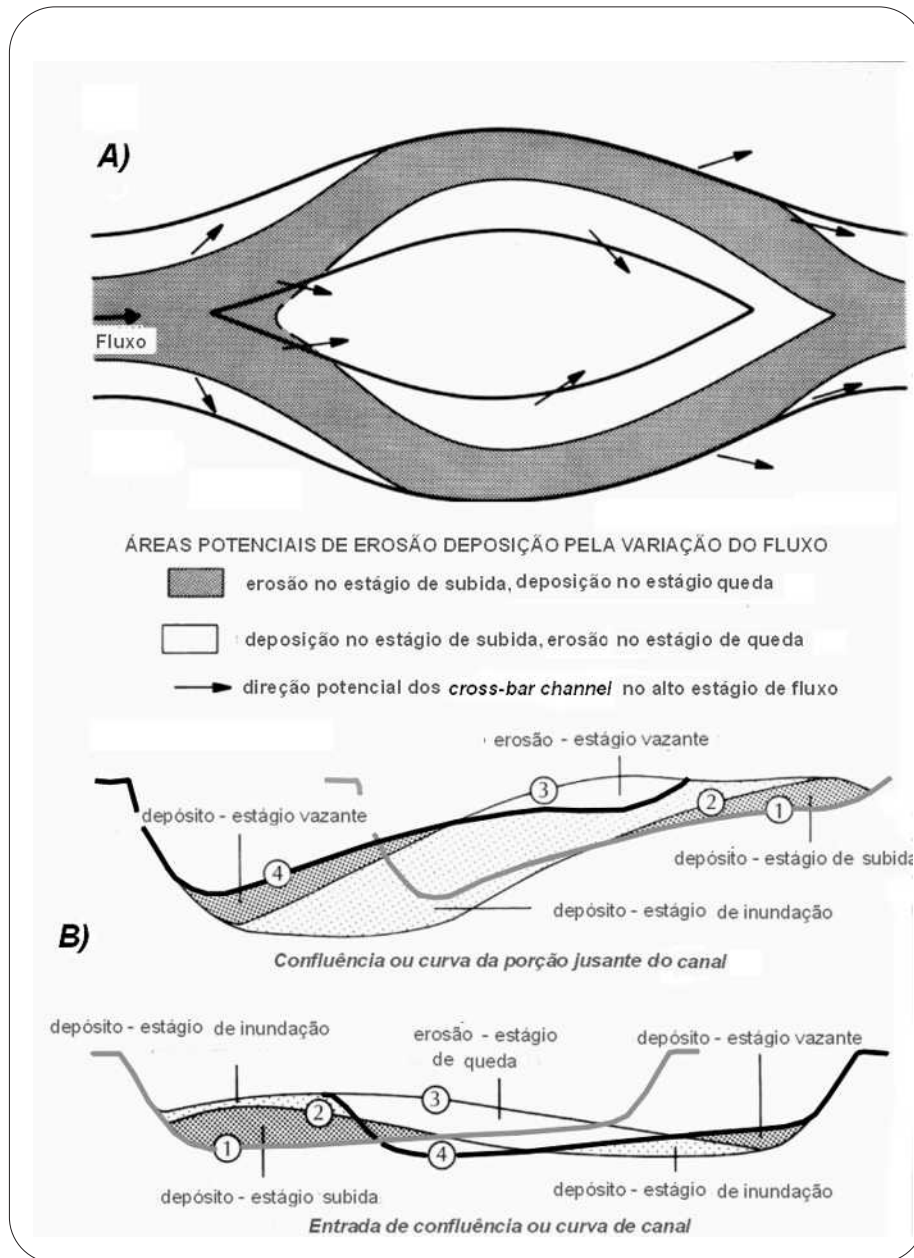


Fig. 2.24 - Representação hipotética de um canal entrelaçado simples durante um estágio de fluxo: A) localização das áreas mais prováveis de erosão/deposição durante as fases de vazante e cheia do rio. (B) dois cortes do canal (um a montante outro a jusante da barra), mostrando as geometrias do canal desenvolvidas durante estes diferentes estágios e as áreas de deposição/erosão correspondentes (modificado de Bridge, 2003).

Os números identificam:

- (1) geometria no estágio de vazante;
- (2) geometria do estágio de inundação;
- (3) geometria durante o estágio de inundação, com erosão do banco de areia existente e deposição da barra;
- (4) geometria final após o estágio de vazante.

As heterogeneidades granulométricas internas das barras fluviais relacionam-se às variações sazonais de fluxo (superfícies de acresção) e transporte fluvial de sedimentos. A carga de leito de grãos maiores tende a se deslocar na parte externa do banco, enquanto que as mais finas, na porção interna da convexidade do banco. A variação do tamanho médio dos grãos de carga de leito sobre as barras aumentará com o aumento da assimetria da seção em corte dos canais, em função de fatores como o raio da curvatura/largura e dimensionamento da tensão de cisalhamento do leito. No caso de rios arenosos, o tamanho de grão do material de leito afina para jusante, tanto em barras entrelaçadas como em barras em pontal; já no caso de rios cascalhosos, o leito será relativamente grosso no talvegue dos segmentos à jusante. A distribuição areal do tamanho médio dos grãos reflete a distribuição do tamanho de grão na carga de leito e a tensão cisalhante de leito das vazões formadoras de canal (Bridge, 2003).

Assim sendo, a escala de barra envolve o reconhecimento das variações de fluxo do sistema fluvial, através do reconhecimento das estruturas internas dos estratos de grande escala, das mesoformas formadas por fluxo de vazante e da composição dos depósitos de preenchimento de canal.

3– APRESENTAÇÃO DE RESULTADOS

*Eu posso acreditar que ainda dá
pra gente viver numa boa.
Os rios da minha aldeia são maiores
que os de Fernando Pessoa.*

Nilson Chaves

Este capítulo se destina a apresentar os resultados alcançados ao longo da pesquisa para a tese. Ele é organizado em quatro tópicos básicos: Litoestratigrafia, onde são apresentados os resultados do mapeamento geológico e análise faciológica de superfície; Sistema Fluvial Passo das Tropas, em que é feita uma síntese dos resultados alcançados na caracterização estratigráfica e deposicional da unidade-alvo; Compartimentação Estrutural, que analisa a estruturação tectônica pós-deposicional e suas influências no comportamento do aquífero; e modelo conceitual do aquífero, onde as heterogeneidades e anisotropias observadas são hierarquizadas e é sugerido um modelo conceitual qualitativo do Aquífero Passo das Tropas.

3.1– Mapa Geológico e Arcabouço Litoestratigráfico da Região de Santa Maria

Os resultados do mapeamento geológico permitiram a elaboração do mapa geológico na escala 1:50.000, bem como de uma coluna estratigráfica geológica regional para a área de estudo (Fig. 3.1 e 3.2). Ao todo, foram visitados 213 afloramentos ao longo de 40 dias de campo (Fig. 3.3), que resultaram na identificação de sete unidades litológicas mapeáveis: Formação Sanga do Cabral; Formação Santa Maria, com seus membros Alemoa e Passo das Tropas; Formação Caturrita; Formação Botucatu; Formação Serra Geral; Depósitos Terciários e Depósitos Aluviais Quaternários.

Será apresentada aqui a descrição das características litológicas e arquiteturas de cada uma das unidades arroladas. As descrições litológicas e arquiteturas do Membro Passo das Tropas serão apresentadas no item 3.2.

Mapa Geológico da Região de Santa Maria.
 2006

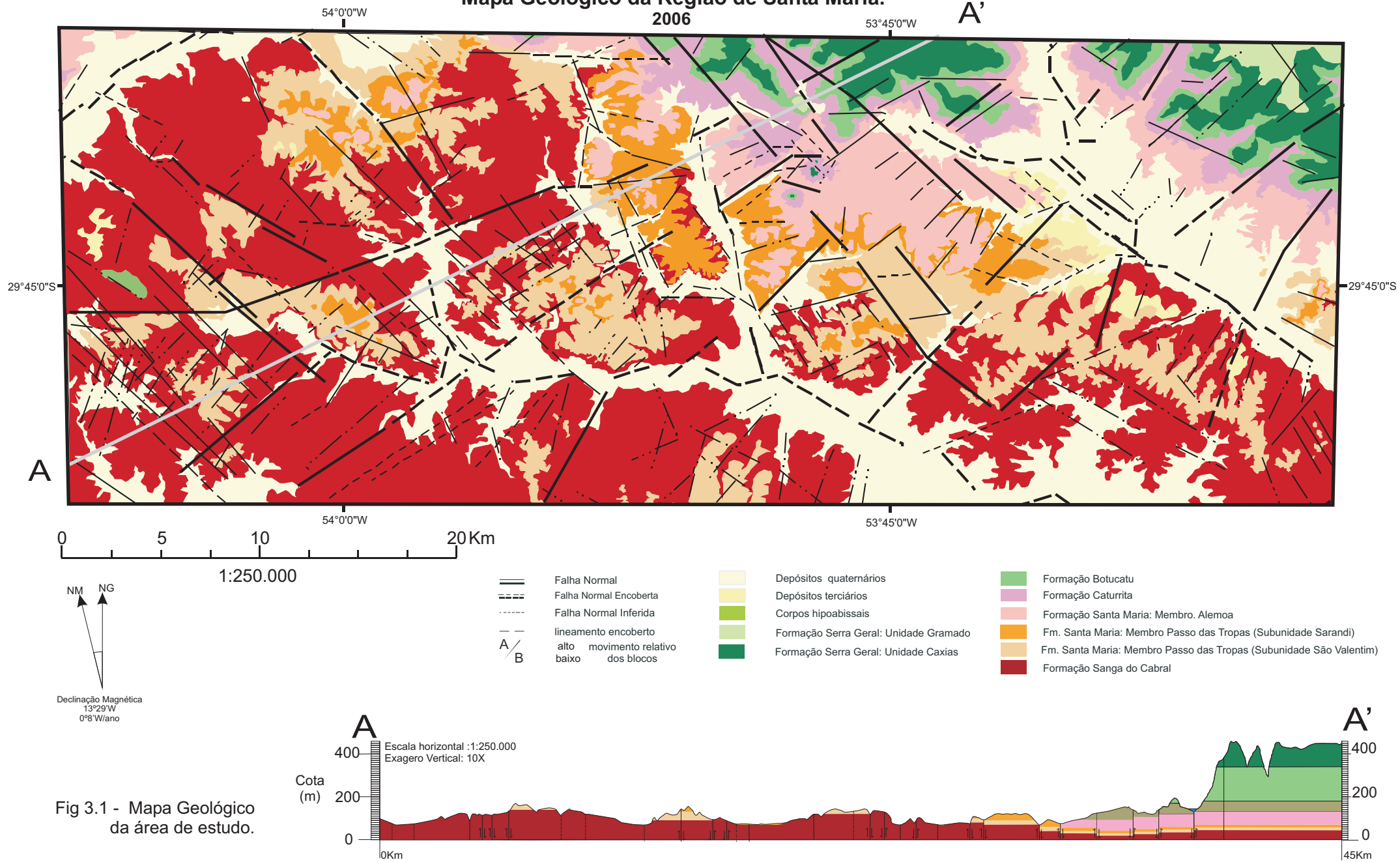


Fig 3.1 - Mapa Geológico da área de estudo.

Elementos arquiteturais dominantes: Os elementos de ocorrência subordinada aparecem entre parênteses.

DU dunas eólicas
 IDU Interdunas eólicas
 DR draa
 IDR inter-draa
 WD canais de *wadis*
 CH canais fluviais

DA acresção frontal
 LA acresção lateral
 LA/DA acresções oblíquas
 SB formas de leito arenosas
 LS *Sheets* de arenitos laminados
 GB formas de leito conglomeráticas
 LB lobos de suspensão

GS sedimentos gravitacionais
 CR canais de *crevasse*
 CS *crevasse splay*s
 FD frentes deltaicas lacustres
 FF finos de planícies de inundaçãõ
 P paleossolos

vertebrados fósseis
 Flora *Dicroidium*
 madeira silicificada
 Raízes (paleossolos)
Planolites isp.

LS Limites de seqüências
 LSS Limite de seqüência secundário
 SE Superfície de Expansão

litofácies arenosas
 litofácies pelíticas

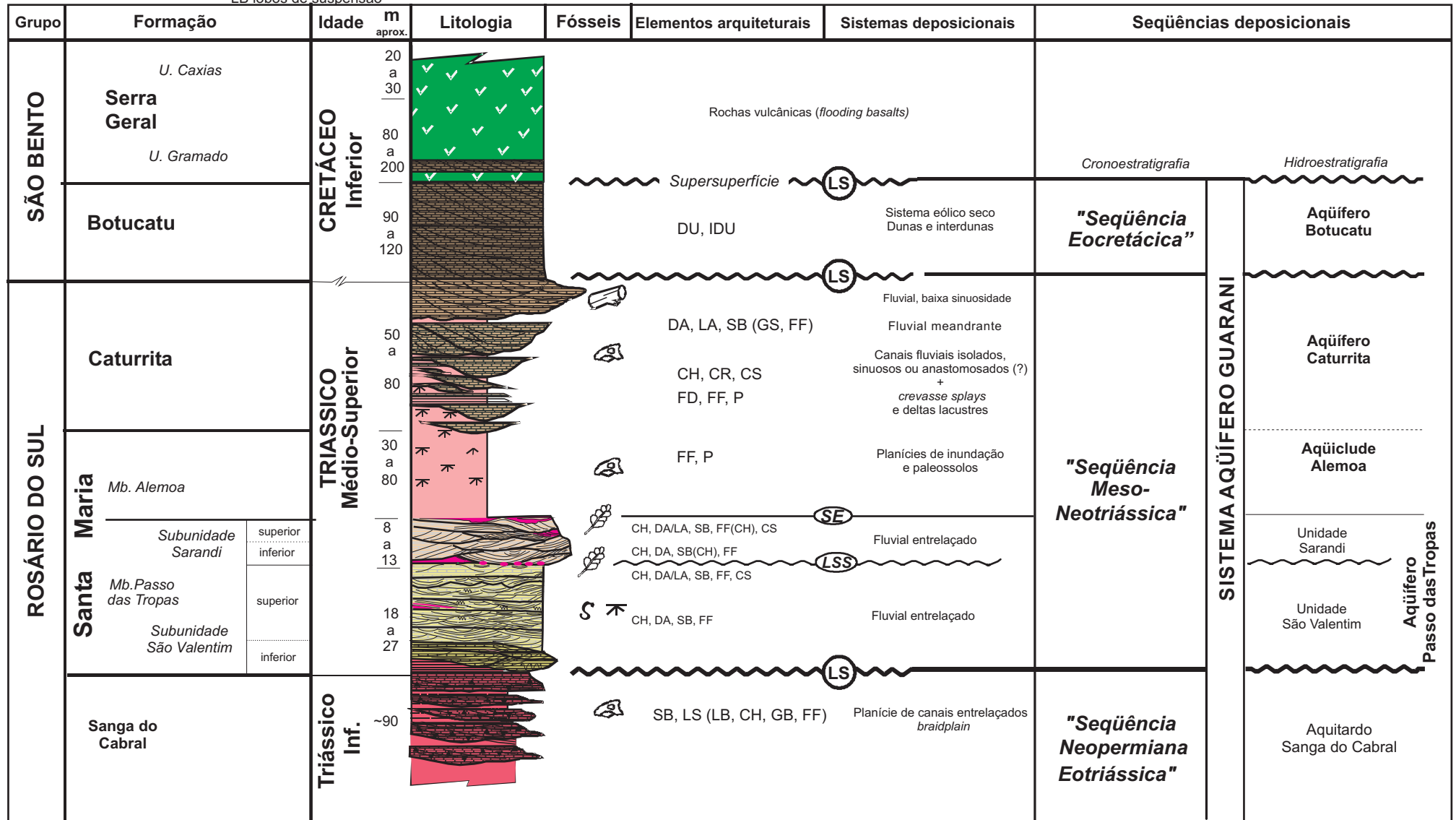
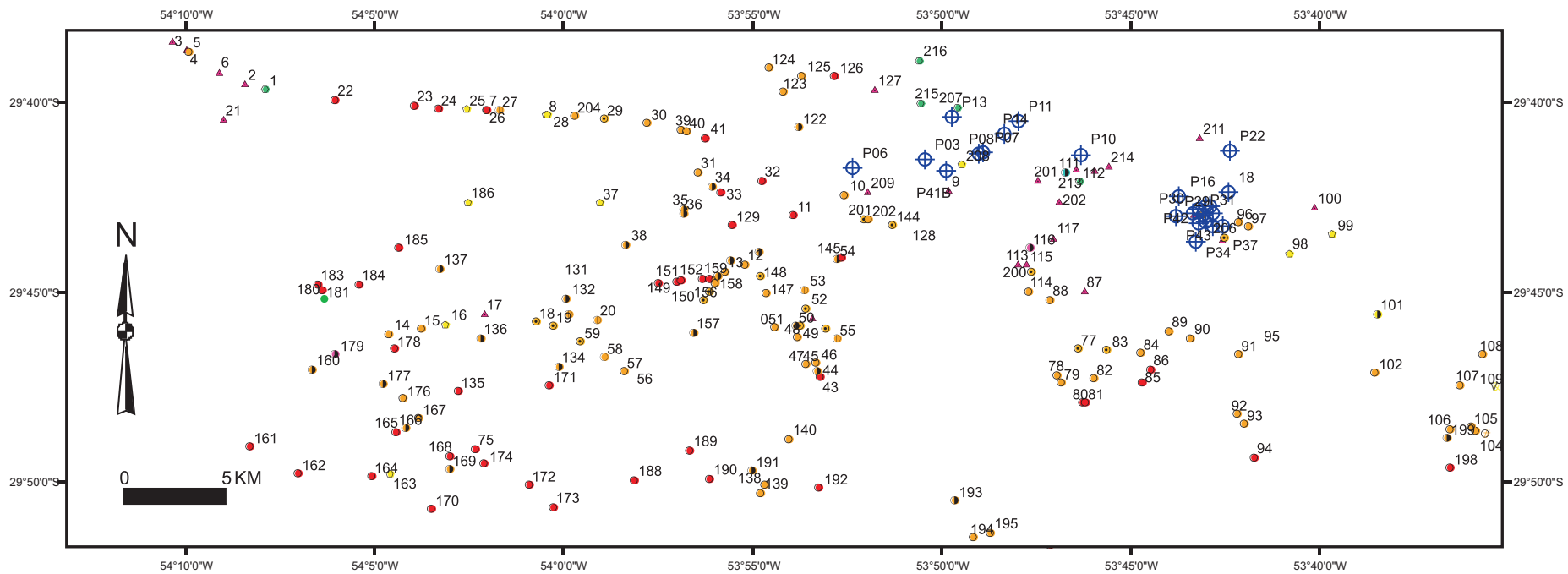


Fig. 3.2 - Coluna estratigráfica composta da área de estudo (modificado de Faccini *et al.*, 2003).



- Mapa pontos
- QUATERNÁRIO (Q)
 - Terciário (TER)
 - ▲ ALEMOA (Al)
 - CATURRITA (CAT)
 - Sarandí (Passo das Tropas - PT)
 - São Valentim (Passo das Tropas - PT)
 - SANGA CABRAL (SC)
 - CT TERC/PT
 - CT AL/PT
 - CT SV/AP
 - CT PT/SC
 - CT CAT/BO
 - CT CAT/Q
 - dique
 - ◇ poços de água subterrânea
- Contatos Litológicos

Fig. 3.3 - Mapa de pontos da área de estudo.

3.1.1– Formação Sanga do Cabral

A Unidade basal da área aflora nas encostas e nos cortes de estrada que cortam as colinas suaves nas porções oeste, sul e sudoeste da área (Fig. 3.4). Ocupa uma extensão de 1.583,38 Km², podendo alcançar espessuras de até 60 metros, com base em estimativa feita em poços de abastecimento de água (ver item 3.2).

A unidade é tipicamente uma rocha de cor castanho-avermelhada a alaranjada e tons esbranquiçados ou acinzentados localizados, com tamanho de grão médio a fino dominante (80%) e, com menos frequência, grosso (10%) e silte-argila (10%). Apresenta concreções carbonáticas de formas e dimensões variáveis, associadas às fácies arenosas e conglomerados intraformacionais.

São identificados os elementos arquiteturas Lençóis de Arenitos Laminados (LS) e Forma de Leito Arenosa (SB), correspondentes à Associação de Fácies Aluviais (Faccini, 2000).

As litofácies associadas aos elementos LS são as mais comuns. São corpos tabulares de arenitos, de grão muito fino a médio, com coloração avermelhada a castanho-alaranjada, de estrutura maciça (litofácies Sm) a incipientemente laminada (Sh). Em alguns afloramentos, pôde-se observar uma laminação plano-paralela e estratificações cruzadas de baixo ângulo com *sets* de 5 a 10 cm de espessura (Fig.3.5b).

Os elementos SB ocorrem como corpos de geometria lenticular e lateralmente muito extensos (Fig. 3.5a). Caracteriza-se por arenitos finos a médios, com abundantes intraclastos pelíticos que frequentemente apresentam estratificações cruzadas acanaladas (litofácies St) e, mais raramente, estratificação planar (Sp). Estas litofácies ocorrem como *sets* isolados ou agrupadas em conjuntos superpostos. Alinhadas à estratificação cruzada ou agrupadas na base dos *sets* ocorrem acumulações de conglomerados intraformacionais, nos quais foram registrados achados fósseis de vertebrados (Fig. 5c).

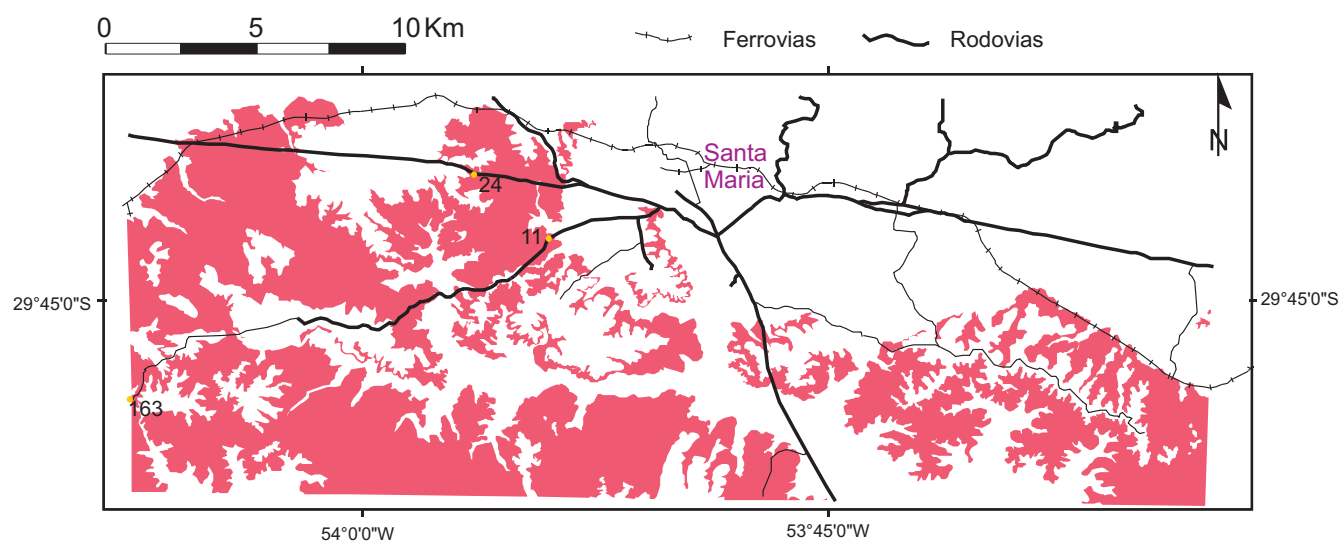


Fig. 3.4 - Formação Sanga do Cabral: Mapa das áreas de afloramento da unidade, com a localização dos pontos citados nas figuras.

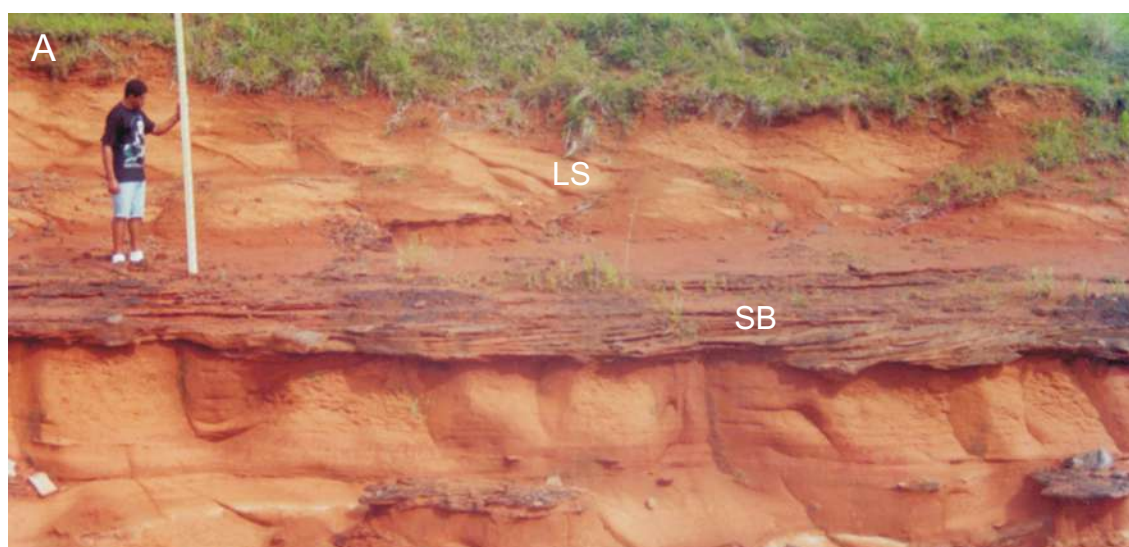


Fig. 3.5 - Formação Sanga do Cabral: A) afloramento onde se observa os elementos SB e LS (ponto 163); B) elemento arquitetural LS - estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies SI, ponto 24); C) elemento arquitetural SB: detalhe da litofácies Cgi (ponto 146).

Os elementos CH (canal) e Lobos de Suspensão (LB) e os depósitos finos de planície de inundação (FF), descritos por Faccini (2000) em outras áreas de ocorrência da Formação Sanga do Cabral, não foram identificados nos afloramentos da área de estudo.

O predomínio dos elementos LS e SB e a ausência de depósitos de canais e de planícies de inundação sugerem que esta unidade tenha sido depositada em uma região onde dominavam fluxos fluviais efêmeros, desconfiados e pobremente canalizados, numa planície aluvial de canais largos e entrelaçados (Faccini, 2000, Faccini *et. al.*, 2003).

3.1.2– Formação Santa Maria- Membro Alemoa

A Formação Santa Maria é uma unidade constituída pelos Membros Passo das Tropas (inferior) e Alemoa (superior). Em função da unidade inferior da formação ser objeto do estudo deste trabalho, as características litológicas, arquiteturas e a análise do sistema deposicional constam no item 3.2.

O Membro Alemoa ocupa uma área de 908,84 Km² com espessura entre 20 e 40 metros (Fig. 3.6). Aflora de forma contínua nas encostas do entorno da área urbana da Cidade de Santa Maria e na margem esquerda do Vale do Rio Vacacaí Mirim. Suas ocorrências a oeste da cidade são descontínuas e restritas ao topo das elevações nas áreas próximas, como no caso de Vila Rossi (Ponto 10) e Colônia Pedro Stock (Pontos F29 e F23). Ao sul, raros afloramentos de dimensões métricas são observados, formados por depósitos siltico-argilosos maciços com coloração avermelhada característica e presença de nódulos e concreções carbonáticas (Fig. 3.7a) ou depósitos de pequenos canais fluviais (Ponto 17).

Caracteriza-se pelo amplo domínio da sedimentação pelítica (siltitos argilosos), predominantemente maciços e de cor avermelhada. O registro de tetrápodes fósseis, principalmente terapsídeos e arcossauros, é um fato há muito conhecido e igualmente característico do Membro Alemoa. Seu contato inferior com Membro Passo das Tropas é definido pela brusca mudança litofaciológica. Seu contato superior já se caracteriza por ser transicional, pela intercalação dos arenitos da Formação Caturrita com pelitos do Membro Alemoa.

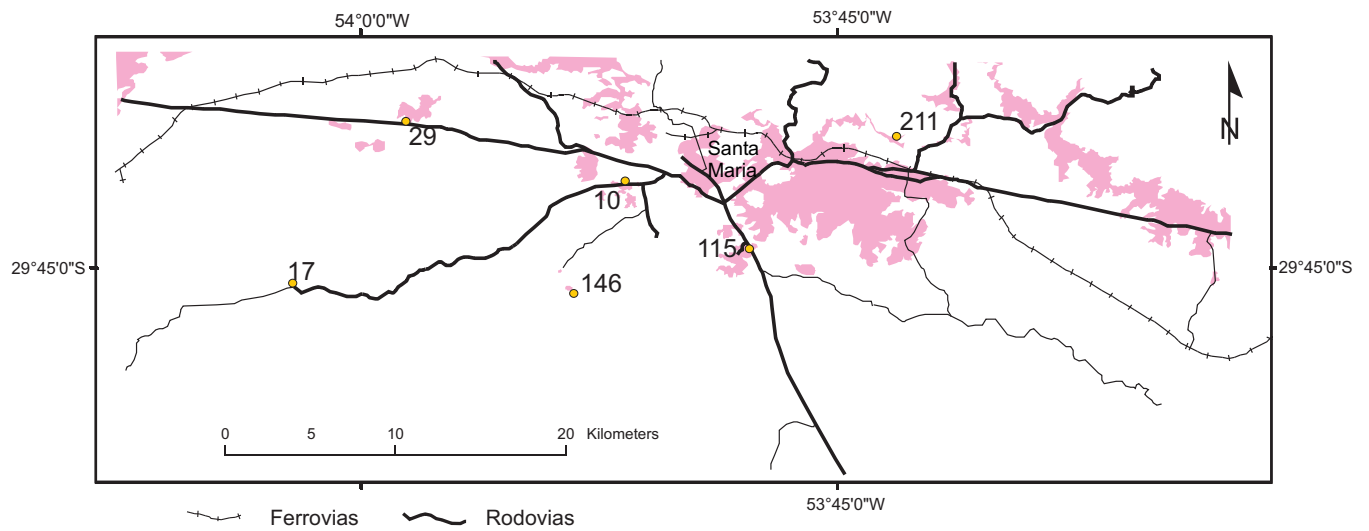


Fig.3.6 - Mapa das áreas aflorantes do membro Alemoa com localização dos afloramentos citados no texto.

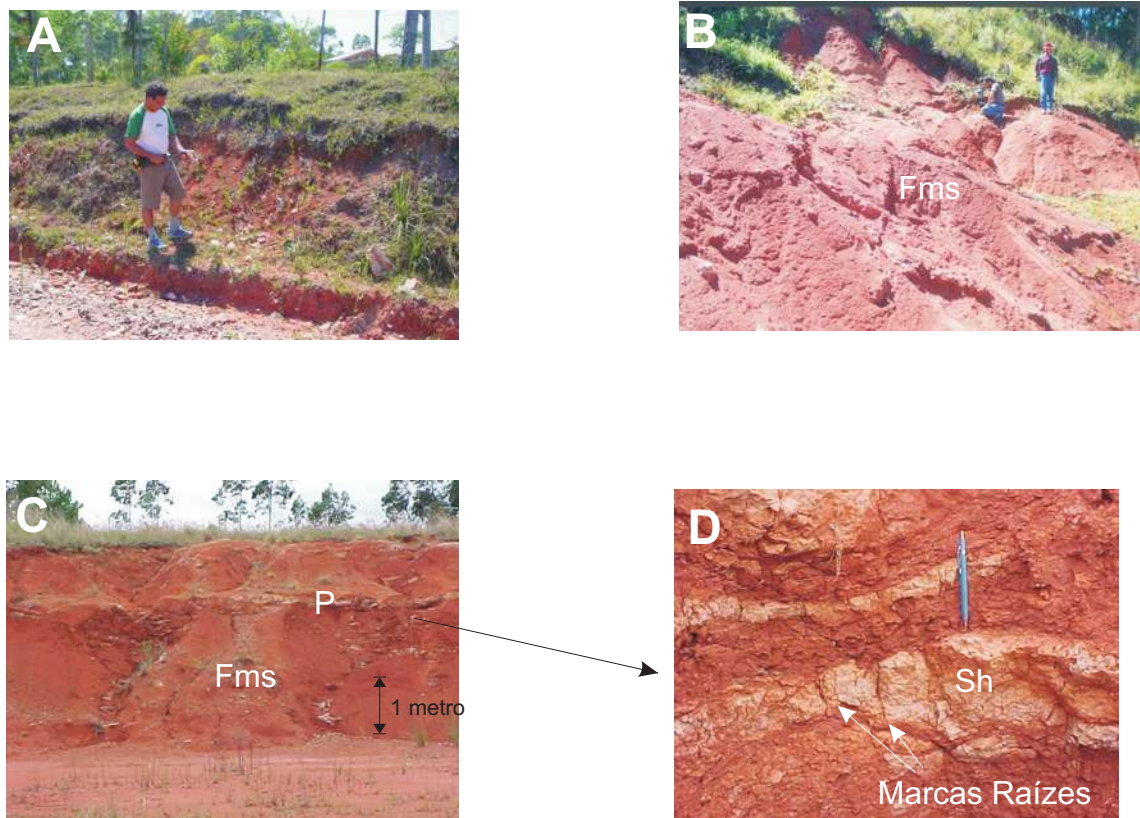


Fig. 3.7 - Formação Santa Maria - Membro Alemoa. A) Litofácies Pelíticas com pelitos maciços (Fsm) e nódulos carbonáticos (Fk); B) Aspecto geral dos afloramento de pelitos maiço do Ponto 211; C) pelitos maciços (Litofácies Fms) com níveis de paleosolo em lentes de arenitos finos (litofácies Sh) que em detalhe (D) se observa traços de raízes e radículas (ponto 115).;

Foram identificados três tipos de elementos arquiteturais: Os Canais (CH), de ocorrência muito esporádica, formando corpos de 1-1,5 m de espessura e 10 metros de extensão, constituídos por arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas de pequeno porte (Litofácies St e Sp); as Litofácies Pelíticas (FF), cuja associação de fácies é de pelitos maciços (Fsm; Fig. 3.7b e c), pelitos de laminação incipiente (FI) e Paleosolos (P; Fig. 3.7c), que apresentam pelitos bioturbados (Fr; Fig. 3.7 d), pelitos com nódulos ou pelitos com lentes carbonáticas (Fk; Fig. 3.7a).

A reconstrução paleogeográfica da unidade sugere uma ampla região deprimida com descarga pluviais anuais, gerando um grande lago raso; durante a estação seca, ocorreria o ressecamento generalizado da região e a formação de pequenos corpos d'água, geralmente alcalinos, similares ao moderno do lago salgado (*salt pan*) Etosha, na Namíbia. As feições de paleosolos presentes no elemento arquitetural P seriam o resultado do efeito de paleoalterações causadas pela ação pedogênica resultante da oscilação do nível freático na planície de inundação (Faccini, 2000; Da Rosa & Faccini, 2003; Da Rosa, 2004).

3.1.3 – Formação Caturrita

Ocorre na porção Nordeste do mapa, tanto em uma faixa sinuosa que contorna a base da encosta da Serra Geral, como em alguns morros testemunhos (Cerro Mariano da Rocha, Cerrito e Cerro da Caturrita) e as elevações onde se localiza o Centro da Cidade de Santa Maria. Suas camadas estão sobrepostas em contato gradacional com a Formação Santa Maria e por uma discordância erosiva com a Formação Botucatu, apresentando espessuras que podem atingir até 80 metros numa área aflorante de 635,20Km² (Fig. 3.8)

A unidade é predominantemente arenosa e de textura e estrutura complexas. Foram reconhecidas as associações de fácies de canais e barras fluviais, agrupadas dentro dos elementos arquiteturais CH (depósitos de Canal) e LA (acresções laterais), e de planície de inundação.

Os elementos CH podem ser agrupados em dois tipos básicos: ribbons, característicos da base da unidade (Fig. 3.9a, b), e multiepisódicos, formados por camadas lenticulares de 30 cm a 1 m de espessura de arenitos finos com

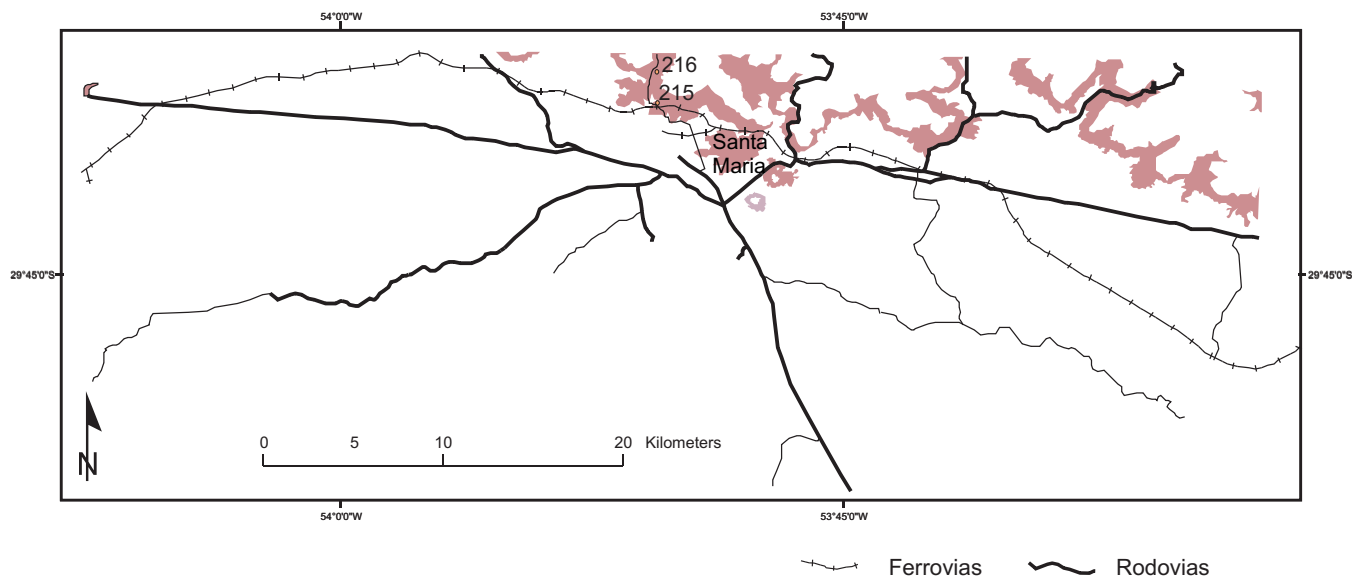


Fig. 3.8 - Formação Caturrita: Mapa das áreas de afloramento da unidade, com a localização dos pontos citados nas figuras.

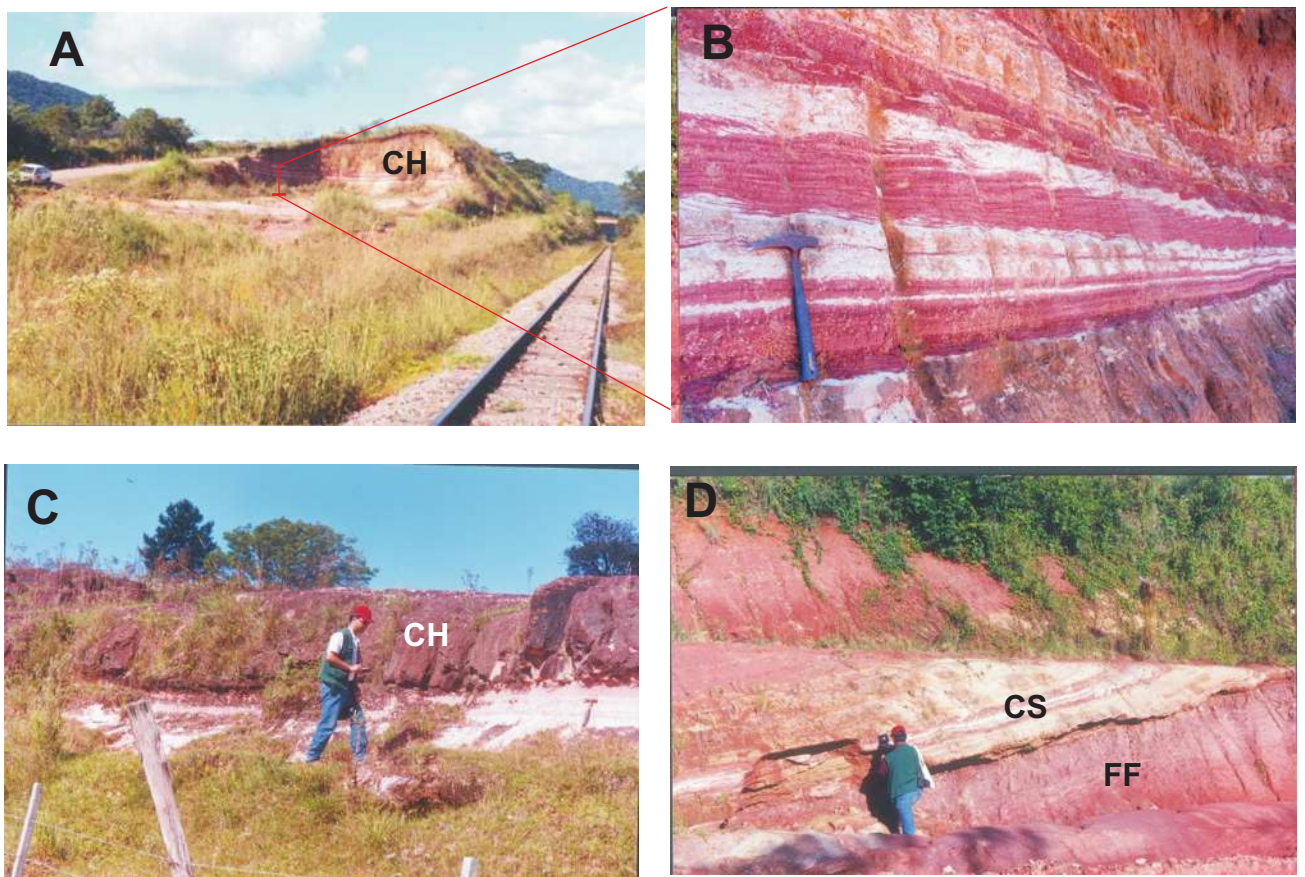


Fig. 3.9 - Formação Caturrita: Elementos Arquiteturais: A) elemento arquitetural Canal (CH) tipo *Ribbon* (ponto 215); B) detalhe de (A), mostrando os depósitos de topo de barra (*climbing ripples*); C) elemento arquitetural Canal (CH) tipo preenchimento multiepisdico (ponto 216); D) elemento arquitetural depósitos de *crevasse splay* (CS) intercalados com depósitos de *floodplain* (elemento arquitetural FF) - ponto 215.

estratificações cruzadas de pequeno porte ou arenitos maciços (Sm) e raras estratificações cruzadas de médio porte (Fig. 3.9c)

Os depósitos de macroformas caracterizam-se pela presença de camadas superpostas de 30 cm a 1 metro acompanhando superfícies inclinadas e são formados por arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas, de médio a pequeno porte. Registra-se ocorrência de siltitos e arenitos maciços ou laminados entre as camadas inclinadas. A base do depósito apresenta conglomerados com intraclastos e no seu topo ocorrem arenitos tabulares com laminações plano-paralelas.

São registrados ainda depósitos de planície de inundação (FF), paleossolos (P), canais de crevasse (Cr), depósitos deltaicos Lacustres (FD) e *crevasse splay* (CS; Fig. 3.9d).

Fósseis de vertebrados são registrados na Formação Caturrita. No topo da unidade, apresentam-se ainda troncos silificados de coníferas em corpos arenosos, especialmente a oeste da área de estudo (regiões de São Pedro do Sul e Mata). A ocorrência levou Faccini (1989) a agrupar estes corpos arenosos fossilíferos dentro do que designou informalmente como “Arenitos Mata”.

A complexidade faciológica observada na unidade em questão tem sido interpretada como o resultado de sucessivos estilos fluviais que se sobrepõem da base ao topo da formação. Os primeiros registros correspondem a depósitos de canais isolados ou anastomosados (geometria tipo *Ribbon*), que evoluem gradativamente para canais fluviais meandantes, onde depósitos de barra em pontal estão associados a diques marginais e deltas lacustres. O final da sucessão registra depósitos de um sistema de canais entrelaçados ou de moderada sinuosidade (Faccini, 2000; Faccini *et al.*, 2003).

3.1.4 – Formação Botucatu

Ocupa uma faixa estreita e sinuosa que vai do norte até o nordeste da área de estudo, perfazendo 352,16 km² de recobrimento, com uma espessura que varia de 60 a 120 metros de espessura (Fig. 3.10). Constitui-se essencialmente de arenitos quartzosos bimodais finos a médios com estratos cruzados de alturas individuais

médias entre 2 e 5m, podendo chegar a 20 m, característicos da unidade. É composto de dois elementos arquiteturais: Dunas Eólicas (DU), dominantes na constituição dos afloramentos, formada por arenitos finos a grossos, bimodais, com estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais (litofácies St) e planares (litofácies Sp) menos freqüentes; e Interdunas (IDU) formadas por camadas tabulares e horizontalizadas de arenitos finos a médios, cujas variações na estratificação cruzada identificam as litofácies Sl, Sh, Sr, que são, respectivamente, cruzadas de baixo ângulo, planas, com domínio de ripples transladantes e ondulações eólicas associadas e maciças com raros grânulos de quartzo ou intraclastos dispersos na matriz arenosa. Outros autores incluem ainda nesta associação de fácies as laminações horizontalizadas ou de baixo ângulo com presença freqüente de moldes de cristais de gipsita, interpretadas como prolongamentos dos estratos das faces frontais de dunas maiores (*plinth deposits*; Scherer *et al*, 2000).

O ambiente deposicional é interpretado como eólico seco, em função da ausência de depósitos subaquosos associados, superfícies de estabilização ou bioturbações, presença de pseudo morfos de gipsita e a reduzida presença das interdunas, possivelmente em função do constante rebaixamento do lençol freático, que favoreceu a remoção de areia seca e a incorporação das acumulações de dunas eólicas (Faccini *et al.*, 2003; Sherer *et al.*, 2000; De Ros *et al.*, 1999).

3.1.5 – Formação Serra Geral

Restrita à região nordeste, ocupa uma área total de 370,84 Km² ao longo das escarpas e do cume do Planalto da Serra Geral, onde o pacote pode alcançar até 200 metros de espessura, podendo ainda ocorrer encimando os morros testemunhos adjacentes à Serra Geral (Fig. 3.10 e 3.11).

A unidade constitui-se de uma série de derrames de lavas em contato erosivo, por vezes intercalado, com a unidade sobrejacente Formação Botucatu. A estratigrafia interna na área de estudo inclui andesi-basaltos, andesitos e riolitos, embora na base e no topo da unidade dominem, respectivamente, lavas de composição básica e ácida (Piccirillo *et al.* 1988).

Este trabalho utiliza a divisão sugerida em CPRM (2005), que prevê dois intervalos mapeáveis: unidade Gramado, basal e composta por basaltos baixos TiO_2 , de maior área de ocorrência (270,12 Km²), e unidade Caxias, subtipo do vulcanismo tipo Palmas, de Peate *et al.* (1992), riodacítico, que corresponde ao topo do pacote, com 100,72 Km² na área de estudo.

São associados à unidade os corpos hipoabissais (diabásios) que ocorrem como um *sill* ou diques alinhados no sentido NW-NE, cortando as litologias da Formação Sanga do Cabral (ponto 165).

3.1.6 – Depósitos Terciários

Seus depósitos ocorrem de forma errática em todo o setor, ocupando uma área de 865,86 Km². Seus afloramentos são observados tanto no topo como na meia encosta das elevações, especialmente nas vertentes da margem direita do Rio Vacacaí Mirim, onde se observa seu contato erosivo com a Formação Santa Maria (Fig. 3.12).

Caracterizam-se por formar depósitos conglomeráticos, arenitos e intercalações de camadas de argila. Os conglomerados são constituídos de seixos e blocos arredondados a subarredondados de rocha vulcânica, distribuídos na matriz arenosa. lentes de 1-3 metros de espessura e extensão de mais de uma dezena de metros, Os arenitos formam lentes de geometria irregular, de 1-1,5 metros de espessura e de 1 a 5 metros de extensão. São mal classificados, tem tamanho de grão médio a grosso apresentam estratificações cruzadas de médio porte (Fig. 3.13). Tanto os arenitos como os conglomerados apresentam cimento ferruginoso na matriz. Os pelitos ocorrem como lentes de 2- 7 cm de espessura e 10-15 cm de largura sobrejacentes às camadas de arenitos ou como intraclastos de 1 a 10 cm de diâmetros na matriz arenosas dos conglomerados e dos arenitos.

3.1.7 – Depósitos Quaternários

Ocupam uma área total de 1610,01 Km² (Fig. 3.11 e 3.12). Correspondem aos depósitos arenosos e conglomeráticos dos canais ativos e finos da planície de inundação que estão depositados nas vertentes e no fundo dos vales das drenagens que pertencem às bacias hidrográficas Vacacaí e Ibicuí Mirim.

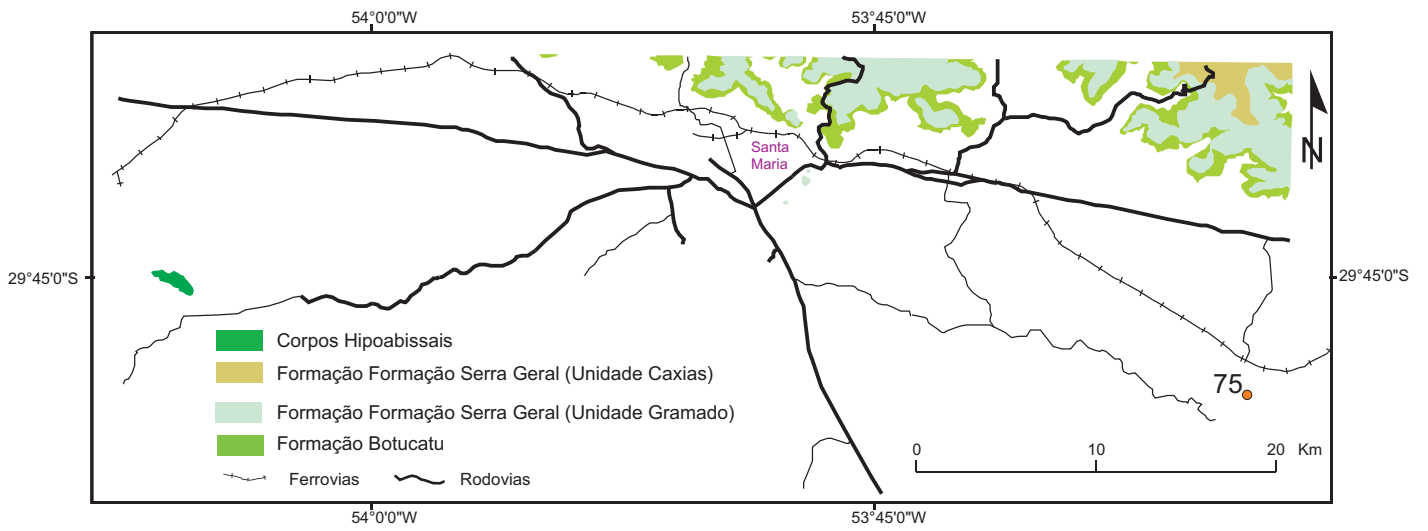


Fig. 3.10 - Localização das unidades cretácicas da área de estudo.



Fig. 3.11 - Ponto de Vista panorâmico do Nordeste da área de estudo, onde se observa as áreas de afloramento das Formações Serra Geral, Botucatu e depósitos quaternários.

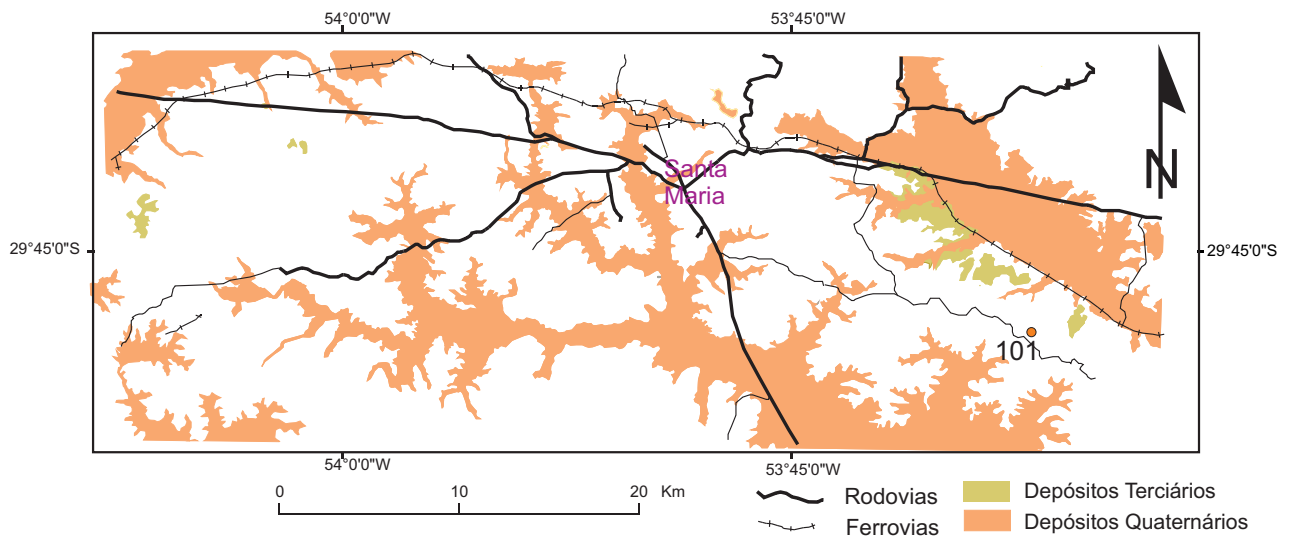


Fig. 3.12 - Localização dos Depósitos Terciários e Quaternários.



Fig. 3.13 - Aspecto geral dos afloramentos dos depósitos terciários, onde se reconhecem as fácies conglomeráticas (Gm) e arenosa (Sm, St) (ponto 101).

3.2– O Membro Passo das Tropas: Estratigrafia e Arquitetura Depositional

O Membro Passo das Tropas aflora de forma descontínua em aproximadamente 80% da área de estudo nas áreas leste, sul e sudeste e não aflorante no nordeste (Fig. 3.14). Suas exposições encimam a maior parte das elevações com redução de suas espessuras e extensões em direção ao Sul e Sudeste, até sobrar apenas fragmentos delgados e descontínuos encimando as colinas (Fig. 3.15).

A unidade se caracteriza pela monótona sucessão de depósitos de arenitos (95%) com siltitos, argilitos e conglomerados intraformacionais respondendo pelos 5% restantes.

A análise da variação faciológica vertical da unidade resultou no reconhecimento de heterogeneidades deposicionais que individualizam duas subunidades cujo limite é definido por uma superfície erosiva regional, identificada pela ocorrência de um nível de conglomerados intraformacionais com intraclastos de tamanho médio calhau. Este nível já havia sido descrito em Bortoluzzi (1974), na seção-tipo do Passo das Tropas, associado à ocorrência de restos vegetais da Flora *Dicroidium*, atualmente encoberto pelo aterro da BR-158 (Fig. 15A, B). O autor descreve intervalo o como um

...corpo conglomerático, que alcança 5 a 6 metros de espessura, junto ao contato com o arenito amarelo do item 2 (que é descrito como um arenito amarelo com manchas avermelhadas, muito fino, argiloso) encontra-se verdadeiros bolsões de conglomerados formados essencialmente de blocos irregulares de argila com até 50 cm de comprimento, em cores variadas – vermelhos púrpura, esbranquiçados – imerso numa matriz arenosa grosseira. (Bortoluzzi, 1971, p. 47. - **grifo nosso**).

O conglomerado intraformacional apresenta dimensões e matriz arenosa equivalentes às identificadas em outros afloramentos (Fig. 3.16 c, d, e, f). O conjunto destes afloramentos, quando plotados no mapa da área, define um intervalo regionalmente correlacionável, que separa duas fácies arenosas com características texturais e composicionais distintas (Fig. 3.17).

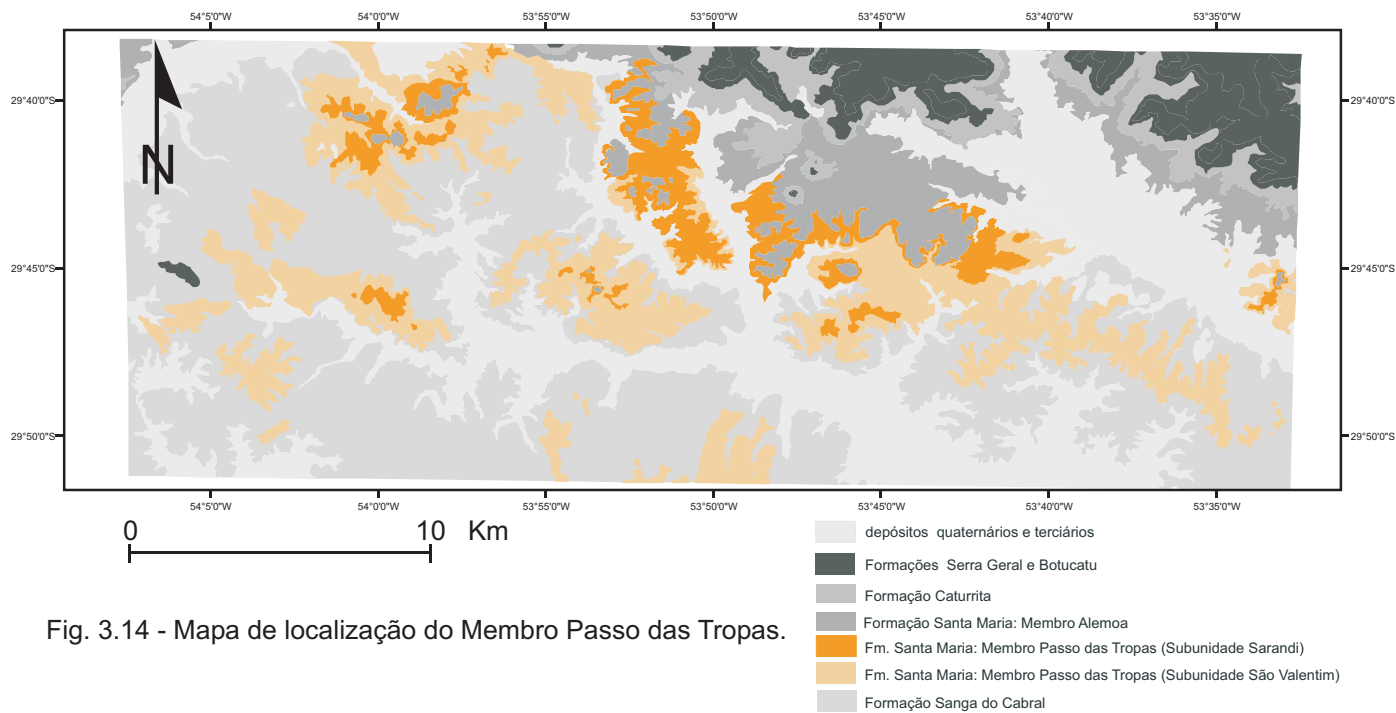


Fig. 3.14 - Mapa de localização do Membro Passo das Tropas.

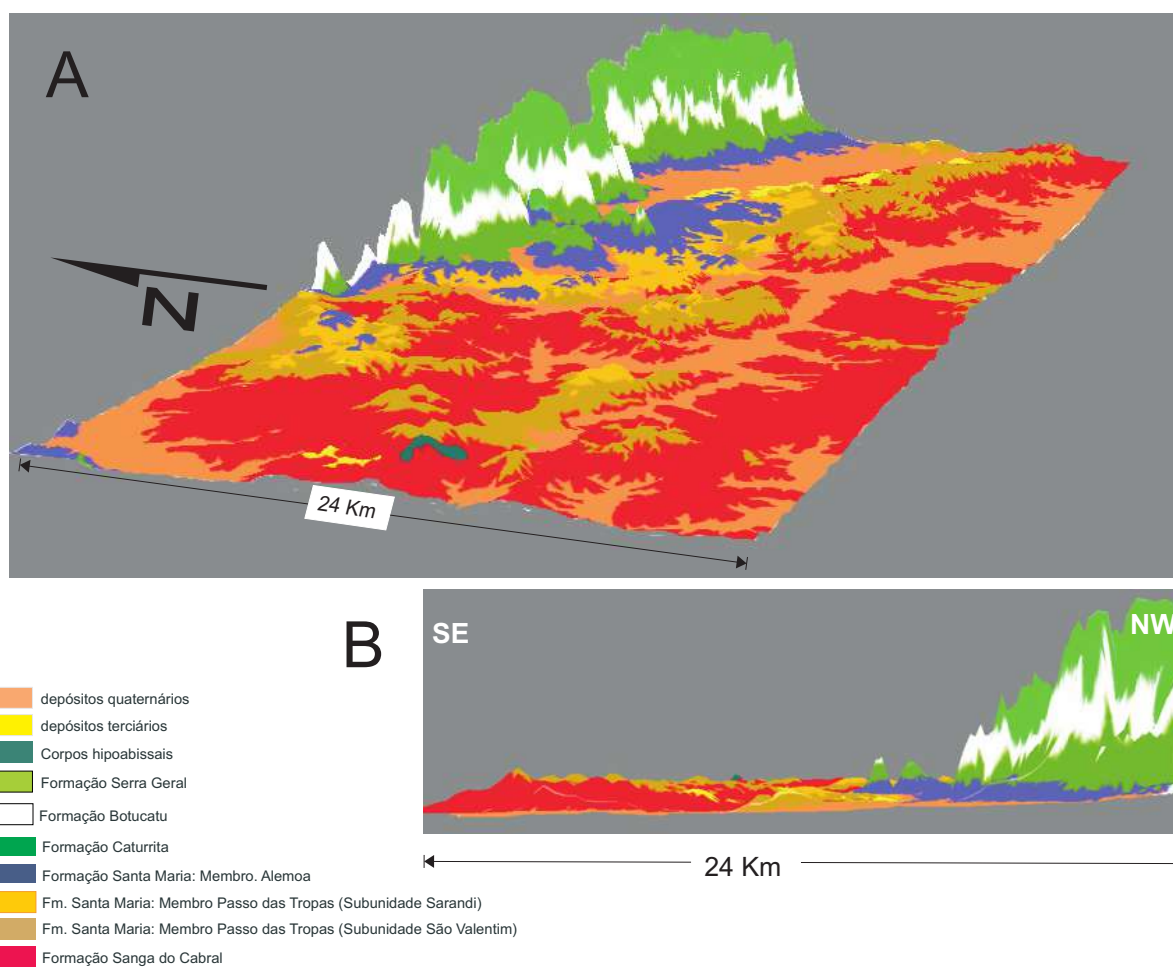


Fig 3.15 - Membro Passo das Tropas : A) sobreposição do mapa geológico da unidade sobre o MNT do terreno no aplicativo ENVI 4.1. Observar em (A) as ocorrência da unidade como cornijas das elevações a SI e SE da área. B) seção em perfil da figura acima mostrando como as formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita se projetam sob a Serra Geral.

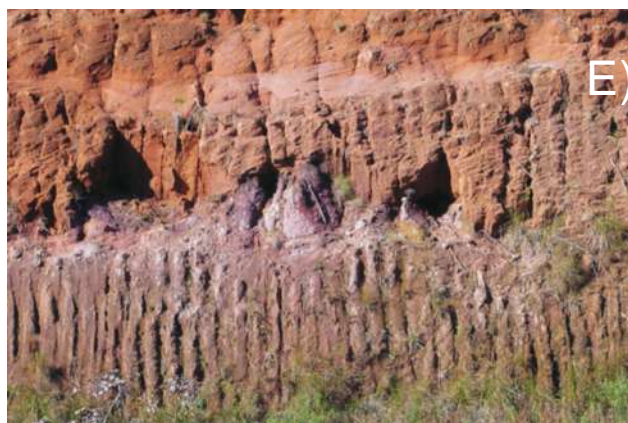
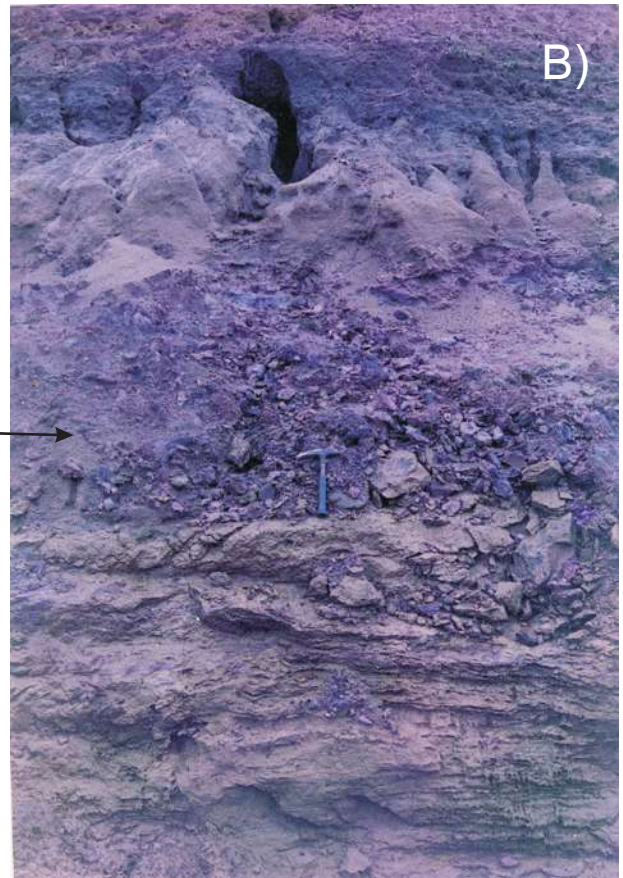
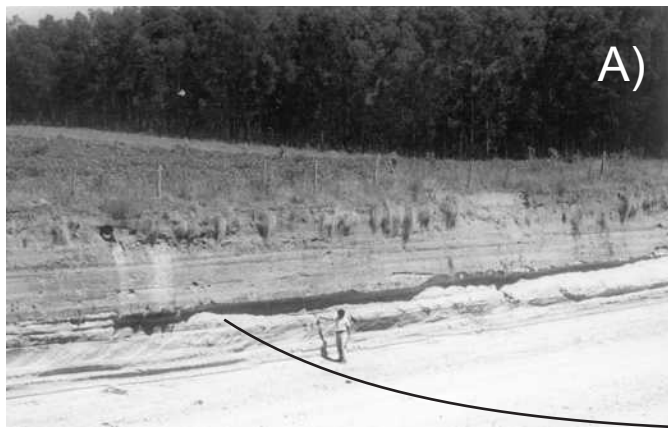
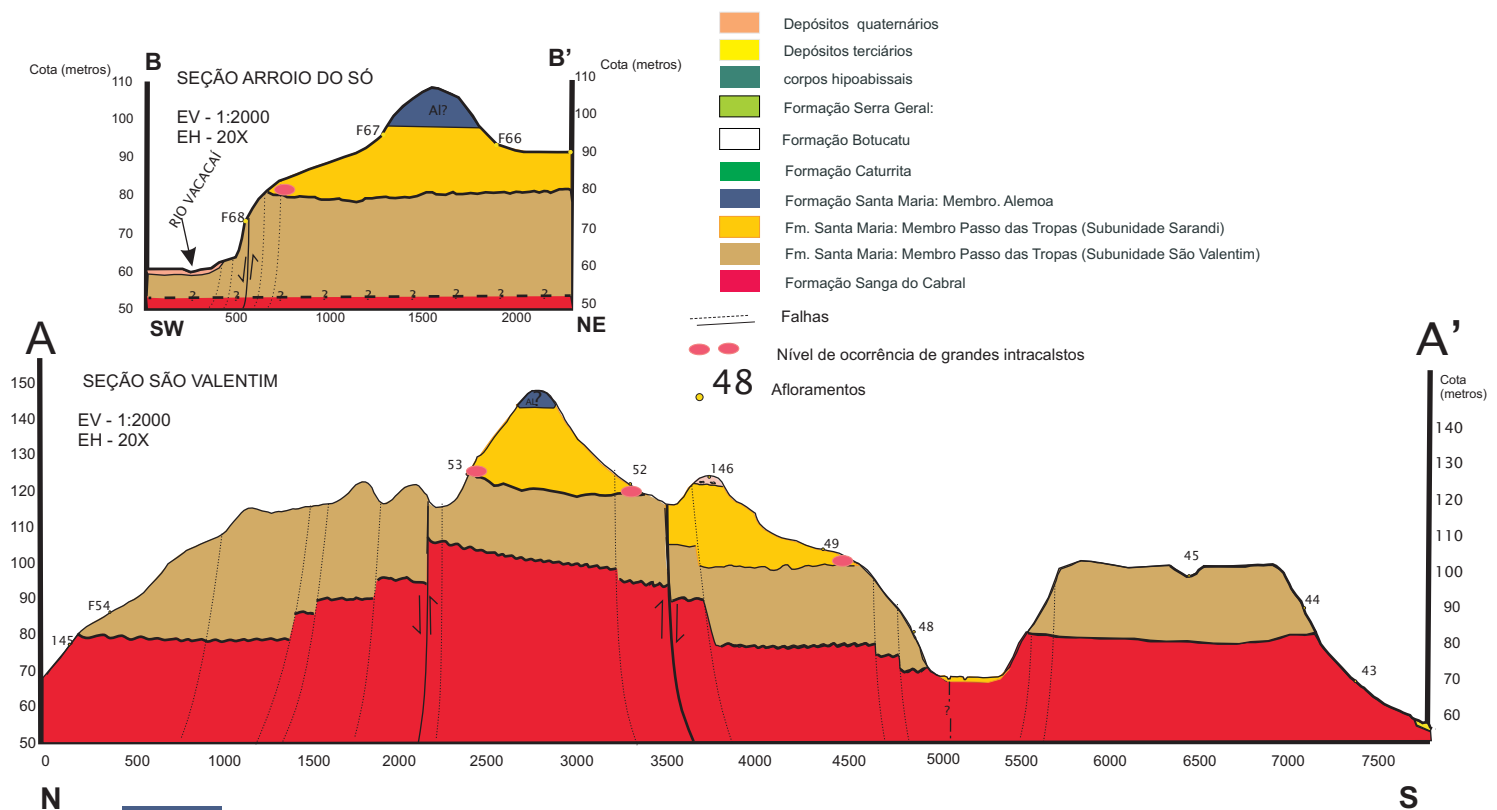
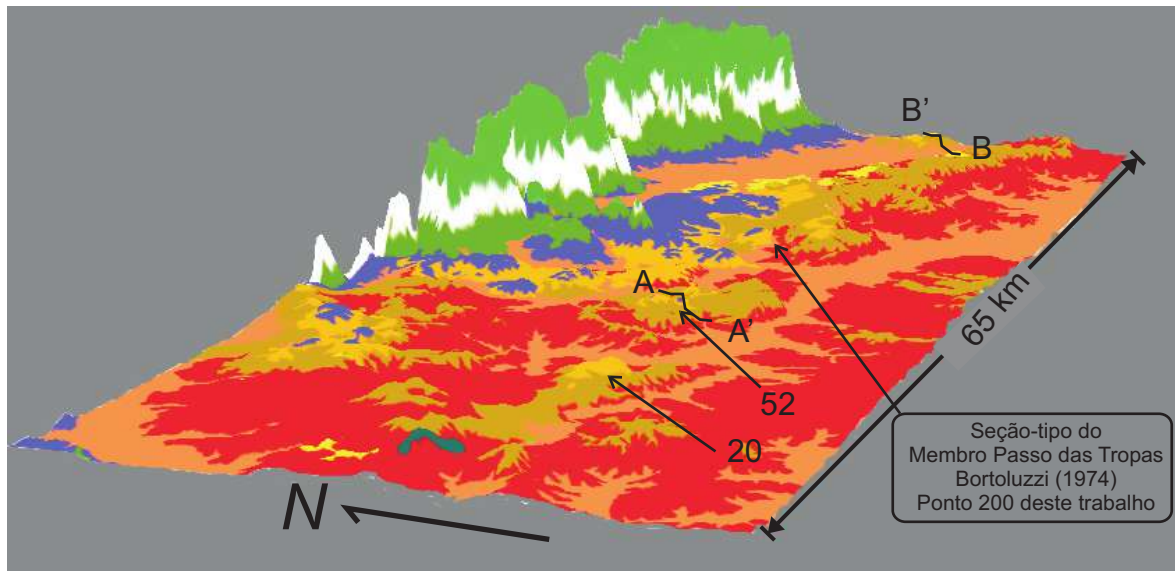


Fig.316 - Conglomerados intraformacionais do Membro Passo das Tropas: A) Foto da seção-tipo do Membro Passo das Tropas onde a pessoa em pé assinala a base da unidade; B) Detalhe da figura anterior onde vemos o nível de intraclastos característico deste intervalo; C) Foto dos conglomerados intraformacionais da base da Subunidade Sarandi (ponto 52); D) detalhe da figura anterior, mostrado um intraclasto na base da camada de arenito muito grosso; E) Foto do contato das Subunidades São Valentim e Sarandi onde vemos a mesma linha de intraclastos (conglomerado intraformacional) que caracteriza este limite; F) detalhe de um dos megaintraclastos da figura anterior. Fotos (A) e (B) foram extraídas do trabalho de Bortoluzzi (1971).



- Membro Alemoa** - pelito maciços laminados, com lentes de arenitos subordinados
- Membro Passo das Tropas**
- Subunidade Sarandi** - arenitos médios a grossos, cor castanho clara, com estratificação cruzada de médio a grande porte, com níveis de conglomerados intraformacionais de cinco a dez centímetros na base, passando para arenitos médios com estratificação cruzada de pequeno a médio porte e lentes de dois metros de espessura e mais de dez metros de extensão intercaladas com siltitos no topo, onde se registra fósseis de plantas (*Dicroidium*).
 - Subunidade São Valentim** - arenitos médio a finos, brancos a levemente rosados, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte. Algumas vezes maciços, com concentração de finos no topo. Apresenta estruturas de fluidização, icnofósseis (*Planolites* isp.) e marcas de raiz.
- Formação Sanga do Cabral** - arenitos finos avermelhados, com lentes de arenitos médio associados com conglomerados intraformacionais.

Fig. 3.17 - Vista em perspectiva da área de estudo com a localização das seções estratigráficas composta e os afloramentos citados na Fig. 3.16.

Com base nos dados apresentados, é possível que os níveis de intraclastos da seção-tipo do Membro Passo das Tropas, atualmente encoberta, e os conglomerados intraformacionais observados nas seções regionais pertençam ao mesmo episódio deposicional.

Será mostrado aqui, ainda, que se pode individualizar duas subunidades, denominadas informalmente de São Valentim (inferior) e Sarandi (superior), tendo em vista suas variações na distribuição granulométrica, na arquitetura estratigráfica, na direção de transporte sedimentar, no padrão de eletrofácies dos perfis gama e na correlação estratigráfica dos poços de abastecimento de água subterrânea da cidade de Santa Maria. As denominações propostas foram escolhidas pelo fato de seus melhores afloramentos ocorrerem, respectivamente, na região do distrito de São Valentim (Santa Maria) e próximo do Arroio Sarandi em exposições de corte de estrada da Br 153.

A descrição e a análise dos dados coletados obedecem a seguinte ordem de apresentação: Litofácies; Eletrofácies; Subunidade São Valentim e seus intervalos inferior e superior; Subunidade Sarandi e seus intervalos superior e inferior; e, por último, a caracterização do Sistema Fluvial Passo das Tropas.

3.2.1 - Litofácies

O estudo possibilitou a identificação de nove litofácies para o Membro Passo das Tropas (Fig. 3.18). Sua descrição será feita de forma generalizada, de modo a abranger as ocorrências de todos os afloramentos. As denominações adotadas seguiram o esquema de Miall (1988), e os atributos considerados são o tamanho de grãos, estruturas sedimentares, conteúdo fossilífero, estruturas biogênicas e feições de *soft deformation*.

Os arenitos com estratificação cruzada tangencial (Stf, Stm e Stg) são amplamente dominantes em todos os intervalos estratigráficos da unidade (70% da composição nos afloramentos descritos). Optou-se por uma subdivisão com base no tamanho médio de grão, face às variações granulométricas que esta fácies apresenta ao longo da coluna estratigráfica. Já a fácies de estratificação cruzada planar (Sp) é bastante esporádica nos afloramentos estudados.

CÓD	DENOMINAÇÃO	FIG	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Gm	Conglomerado intraformacional	3.18	Arcabouço constituído com mais de 70% de intraclastos de tamanho bastante variados (2 a 40 cm de diâmetro) e até 30% de grãos quartzo de tamanho seixo a grânulo.	<i>Scour fills</i>
Stg	Arenito grosso com estratificação cruzada acanalada	3.20	Arenito de grão médio a grosso com abundantes intraclastos de tamanhos variados (5-0,1 cm), observados tanto na base das camadas como alinhados nos sets. Ocorrem como corpos lenticulares de médio e pequeno porte, estes últimos como <i>intrasets</i> de estratificações de grande porte.	Formas de leito de crista sinuosa (dunas 3D) em regime de fluxo inferior.
Stm	Arenito médio com estratificação cruzada acanalada	3.21	Arenito de grão médio a grosso. Raros intraclastos, em camadas lenticulares de médio e pequeno porte, estas últimas organizadas como <i>intrasets</i> em estratificações de grande porte. Apresenta deformações plásticas (dobras convolutas).	
Stf	Arenito fino com estratificação cruzada acanalada	3.22	Arenito de grão fino a muito fino com raros intraclastos. Estratificações de pequeno porte envelopadas em <i>intrasets</i> de 5-10 cm de espessura dentro das camadas com cruzadas de muito grande porte ou como lentes de grande porte em associação com deformações produzidas por fluidização.	
Sm	Arenito maciço	3.23 3.24	Arenitos de grão médio a fino. Frequente presença de incipiente estratificação de pequeno, médio e grande porte. Forma corpos lenticulares de tamanho bastante variado. Associado as litofácies Stf com indícios de fluidização. Apresenta icnofósseis (<i>Planolites</i> isp.).	
Sp	Arenitos com estratificação cruzada planar	3.25	Arenitos de grão grosso a fino. Lentes de tamanhos variados (15 a 40 cm). Ocoem intercaladas com os arenitos das Litofácies Stg, Stm e Stf.	Forma de leito (dunas 2D). Regime de fluxo inferior.
Sr	Arenito com ondulações de corrente (<i>ripples</i>)	3.26a	Arenito de grão fino a muito fino, marcas de onda assimétricas de pequeno porte. Forma corpos lenticulares de 1 a 5 cm de espessura, intercalados com siltitos e argilitos laminados e maciços.	Marcas de onda geradas por corrente – regime de fluxo inferior
Fl	Pelito laminado	3.26b	Siltitos a argilitos de cor marrom pálido (5YR 5/2), e marrom amarelado pálido (10 YR 6/2). Camadas laminadas de 5 a 50 cm de espessura, Associados e camadas de litofácies Sr. Presença freqüente de estruturas de escape de água (<i>dish e pillar</i>).	Depósitos de suspensão dos canais abandonados e da planície de inundação. Intraclastos desta litofácie, , são encontrados compondo arcabouço das litofácies Stg Stm, Stf e Gm.
Fm	Pelito maciço	3.26c 3.26d	Siltitos e argilitos maciços de cores vermelho pálido (5R 6/2), e cinza claro (N8). Tamanho de lâminas até camadas lenticulares de 10 cm de espessura. Presença de marcas de raiz e gretas de contração (raras). Também ocorrem intraclastos com tamanhos variados (1 a 40 cm) na base das camadas compostas pelas litofácies Stg, Stm e Stf, e nos sets alinhados das estratificações (0,5 a 2 cm de diâmetro).	Depósitos formados em planície de inundação; de preenchimento de canal abandonado, lâminas de argila na base de camadas erosivas e como intraclastos compondo o arcabouço das litofácies Stg, Stm, Stf Gm.

Fig. 3.18 – Classificação das litofácies do Membro Passo das Tropas

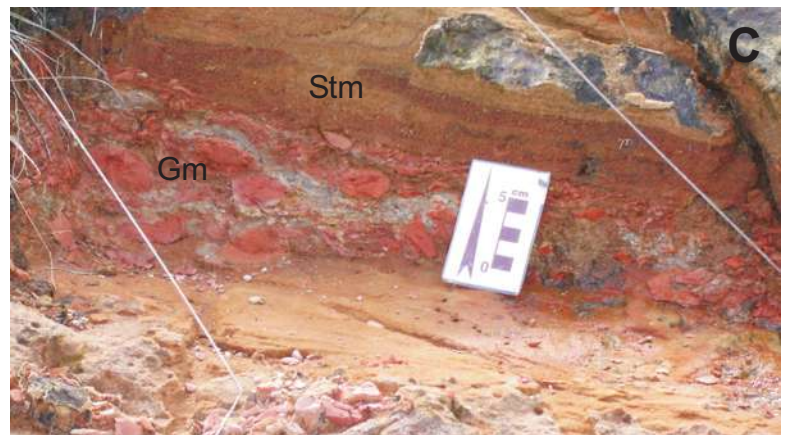
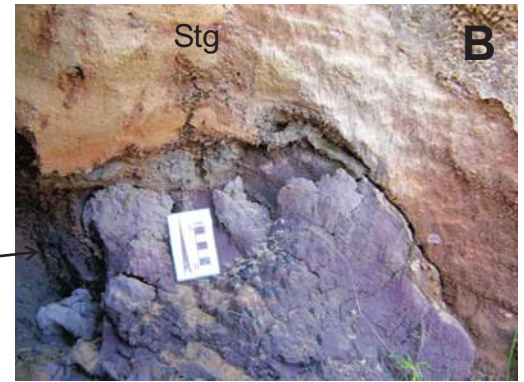


Fig. 3.19 - Litofácies Gm - conglomerado intraformacional: A) intraclastos de grandes dimensões na base de arenitos de estratificação cruzada de grande porte; B) detalhe da figura anterior mostrando o contato entre os mega intraclastos e os arenitos; C) lente de intraclastos em contato com arenitos médios (litofácies Stm).

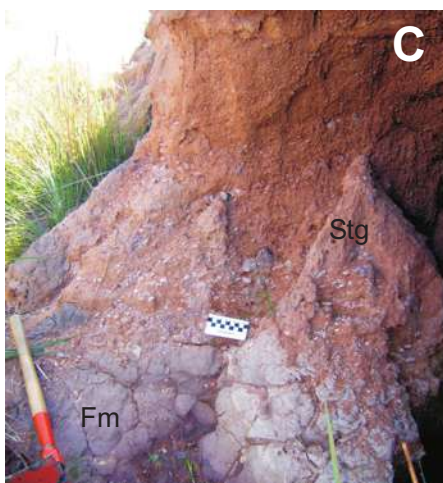


Fig. 3.20 - Litofácies Stg - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grão grosso: A) estratificação cruzada de grande porte em dunas subaquosas; B) detalhe da figura anterior mostrando *intrasets* entre as superfícies de acreção das macroformas; C) presença de intraclastos alinhados nos *sets*.

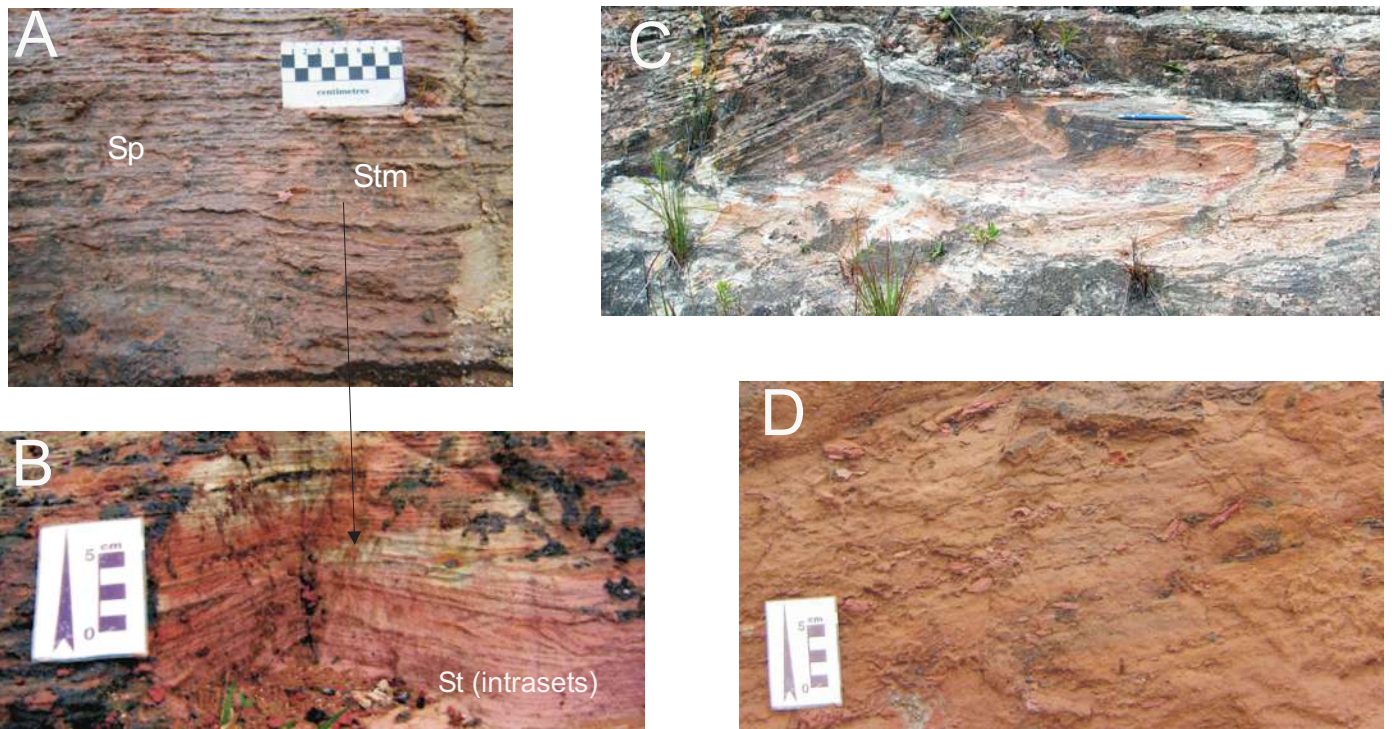


Fig. 3.21- Litofácies Stm - Estratificação cruzada acanalada em arenitos médios: A) superfícies de acreção; B) detalhe da figura anterior, mostrando os *intrasets*; C) mesoforma apresentando as variações no ângulo de mergulho dos *sets* (alterância da litofácies Stm e Sp); D) estratificação de grande porte apresentando intraclastos alinhados nos *sets*.

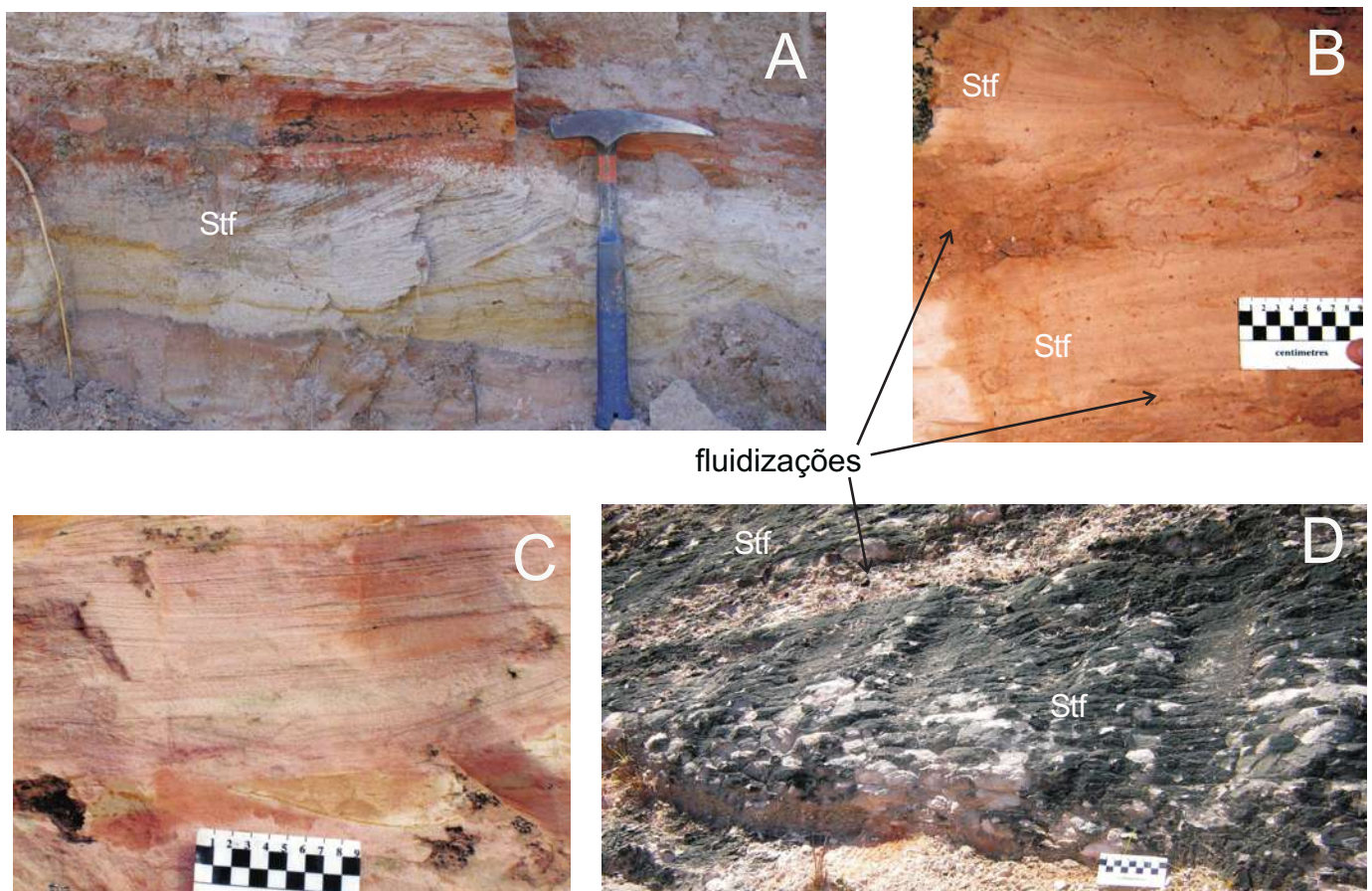


Fig. 3.22 - Litofácies Stf - estratificações cruzadas acanaladas em arenitos finos; A) vista em corte longitudinal; B) vista em corte longitudinal e transversal da litofácies, em cujo contato se observa a deformação gerada por carga sedimentar; C) detalhe dos *intrasets* em superfícies de acreção, (D) vista geral das superfícies de acreção onde estão contidos os *intrasets* da figura anterior.



Fig 3.23 - Litofácies Sm - arenitos maciços: A) aspecto geral dos afloramentos da área; B) lentes de arenito maciço com vestígios de estratificação cruzada de grande porte; C) foto em detalhe mostrando vestígios de estratificação de grande porte e registro de fluidização.

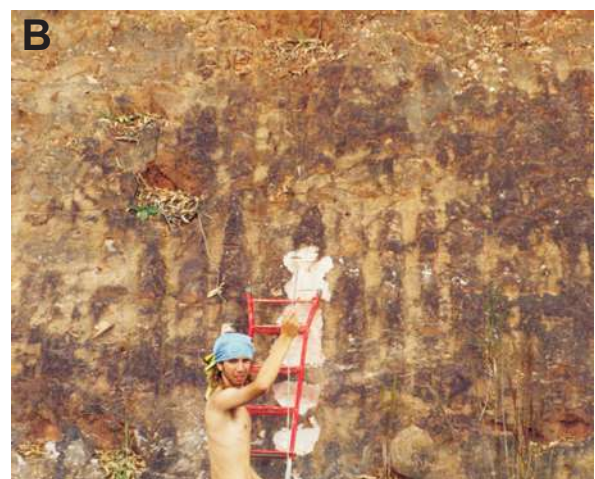
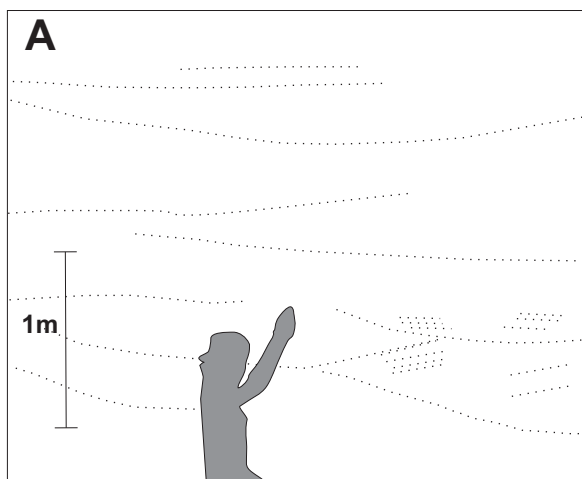


Fig. 3.24 - Litofácies Sm - arenitos maciços: A) aspecto geral dos afloramentos de arenitos maciços finos/muito finos; B) delimitação de “traços” de estratificações e superfícies de concavidade para cima (mesoformas?).

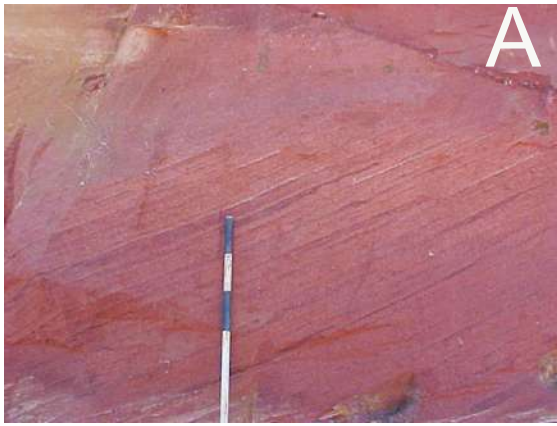


Fig. 3.25 - Litofácies Sp - arenito com estratificação cruzada planar: A) vista das mesoformas de arenito grosso em corte longitudinal; B) ocorrência da litofácies em arenito finos a médios.

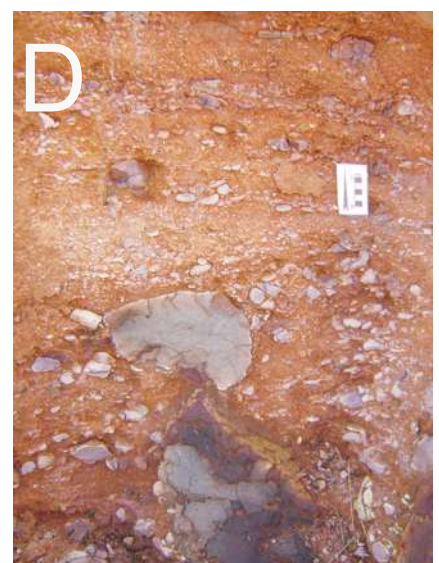
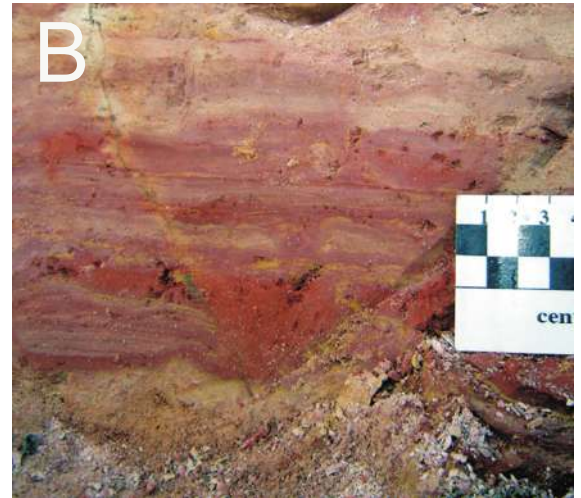


Fig. 3.26 - Litofácies Sr, Fl e Fm: A) ondulações por corrente em pelitos maciços; B) lâminas de argilito e siltito com estruturas de escape de fluidos; C) lentes de pelitos maciços truncadas por arenitos da fácies Stf; D) intraclastos em arenitos de grão muito grosso (Litofácies Stg).

A Litofácies Sm (27% da composição dos afloramentos) mostra uma distribuição muito heterogênea, mas sempre associada às fácies Stm e Stf. Corresponde a aproximadamente 50% da rocha exposta dos afloramentos da subunidade São Valentim, em sua maior parte no intervalo superior da subunidade, sendo praticamente ausente na subunidade Sarandi.

As litofácies Fl e Fm representam 2% das exposições aflorantes da unidade e se concentram nos topos da Subunidade São Valentim e da Subunidade Sarandi. Nos demais intervalos, ocorrem como lentes de alguns centímetros de espessura e intraclastos nos sets dos arenitos. As demais litofácies correspondem a menos de 1% das ocorrências registradas.

3.2.1.1 - Estruturas de *Soft Deformation*

O termo denomina processos que causam deformações durante ou imediatamente após a deposição de sedimentos e são comuns em depósitos de areias e arenitos (Owen, 1987). Os mecanismos geradores incluem: carga sedimentar; ação de correntes sobre superfícies de camadas não consolidadas; migração de forma de leito, ação de ondas e tempestades e abalos sísmicos (Lowe, 1975; Doe & Dott Jr., 1980). Se a tensão resultante ocasionar a perda de coesão do material sedimentar, isto pode gerar deformações do tipo rúptil (fraturas, falhas) ou dúctil (dobras). Caso resulte na perda de contato entre os grãos, o efeito pode ser liquidificação da rocha através da liquefação e/ou fluidização do material (Owen, *op cit*).

A complexidade das geometrias e dos processos relacionados à sua gênese resultou em diversas propostas de classificação das estruturas *soft deformation* (Lowe, 1975; Mills, 1983; Van Loon & Brozikowski, 1987; Owen, 1987). Optou-se pela terminologia sugerida em Lowe (1975) e em Owen (1987), que inclui as estruturas de bioturbação como um processo de deformação de sedimentos inconsolidados (Fig. 3.27).

ESTRUTURA DEFORMACIONAL	DESCRIÇÃO	FIG.
Dobras convolutas	Litofácies Stm com estratificações dobradas, formando sinclinais e anticlinais com eixos axiais subverticais limitadas no topo por camadas de arenito médio (Stm) não deformado.	3.28a 3.28b 3.28c
Faturas e Falhas	Faturas subverticais de pequena extensão e falhas de gravidade nos arenitos médios (Stm), ambas limitadas no topo por camadas de arenitos não deformados.	3.29d
Dish e pillar	Lâminas de areia fina e silte arqueadas, formando geometrias côncavas de 1 a 5 cm de largura (<i>dish</i>) separadas por colunas de areia fina a silte de menos de 1 cm de espessura (<i>pillar</i>) nas litofácies Fl.	3.29c 3.29d 3.29c
Estruturas de carga associadas Fluidização/ Liquefação não homogênea	Lentes de 1 a 5 cm de espessura e extensão variável de arenito muito fino, por vezes siltico. São freqüentemente maciças, onde apresentam fragmentos difusos de pelitos, bem como estruturas de carga (marcadas pela concentração de limonita), <i>dish</i> e <i>pillar</i> São sobrepostas por lentes arenosas (canais) de 5 a 7 metros de largura e 0,5 a 2 metros de espessura.	3.30a 3.30b 3.30c 3.31a 3.31b 3.31c
Estruturas biogênicas	Marcas de raiz em lentes pelíticas de 10 cm e icnofósseis (<i>Planolites</i> isp.) no topo de camadas arenosas (litofácies Sm).	3.29 3.31 3.32
Estruturas de carga	Marcas de sola preservadas na parte inferior de camadas conglomeráticas (Gt, Gti) em contato com lentes de siltito maciço (Fm).	3.33

Fig. 3.27– Estruturas de *soft deformation* do Membro Passo das Tropas.

Dobras convolutas

São observadas na fácies Stm das camadas basais da subunidade São Valentim (Fig. 3.28). A estrutura é definida por uma morfologia de anticlinais e sinclinais que se alternam lateralmente, cujos planos axiais são subverticais, orientados no sentido W-NW. A estratificação original é visível e suas ocorrências são encapsuladas por depósitos não deformados por camadas de arenito com a mesma composição granulométrica e textural que as camadas deformadas.

Faturas e Falhas

As faturas ocorrem associadas às dobras convolutas. Sua geometria é irregular, ramificada e de orientação subvertical. Não seccionam a camada não deformada subjacente, o que as distingue das faturas e falhas pós-tectônicas que também são observadas no mesmo afloramento. As falhas gravitacionais apresentam rejeitos centimétricos subverticais (Fig. 3.28); também são encapsuladas por camadas não deformadas.

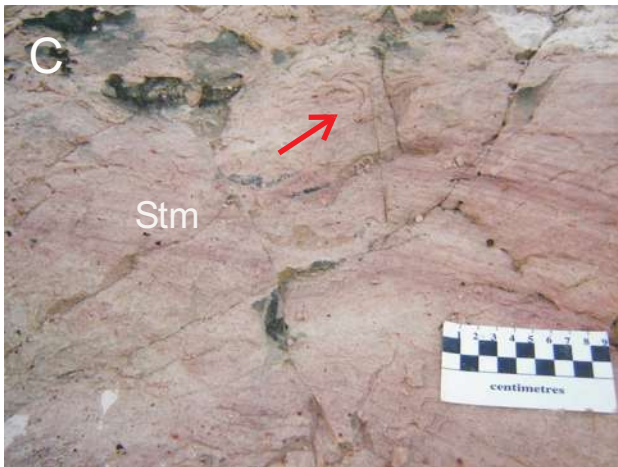
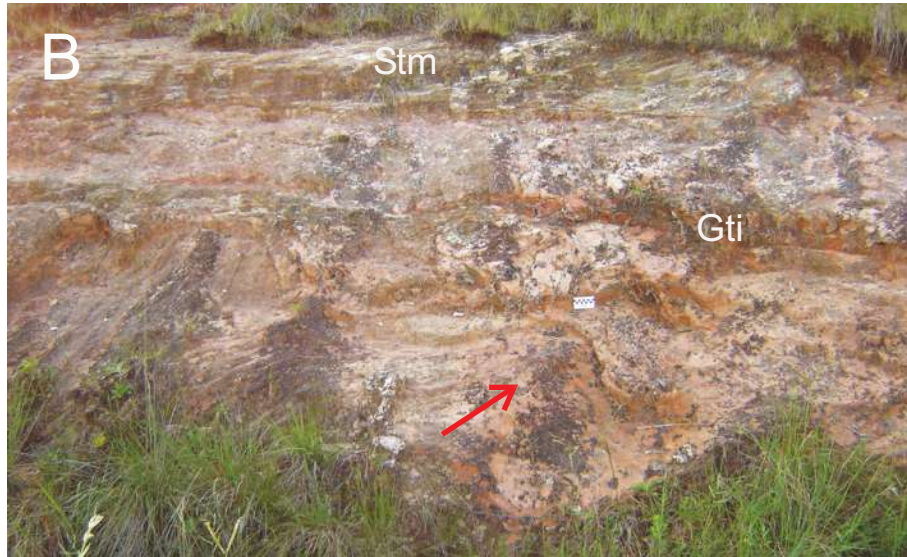
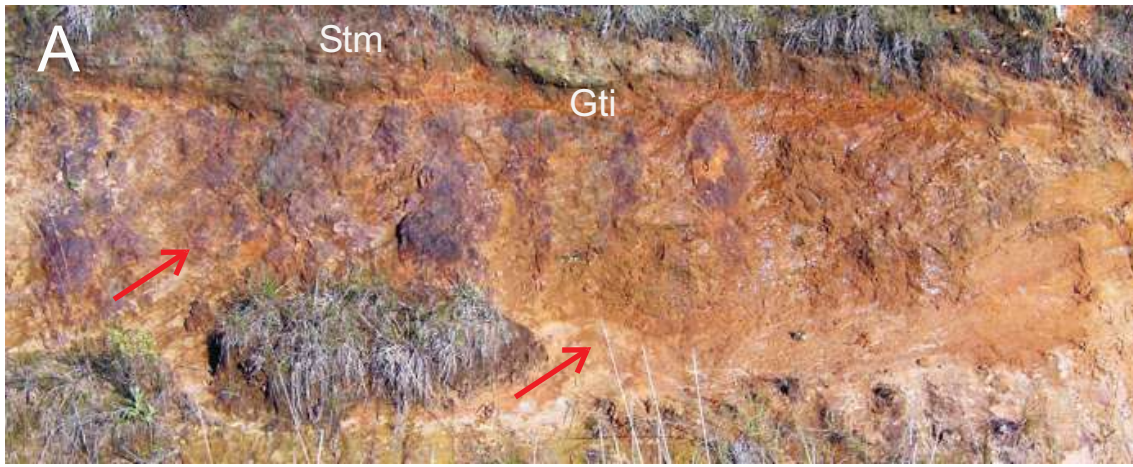


Fig. 3.28 - Dobras Convolutas, Fraturas e Falhas: A) camada deformada do arenito da Subunidade São Valentim com truncamento erosivo; B) camadas deformadas (seta vermelha) "encapsuladas" por camadas não deformadas; C) fraturas associadas dobras convolutas (seta vermelha); D) falhas de gravidade. A, B, C ponto 20; D - ponto 54.

Dish e Pillar

Estruturas observáveis exclusivamente na litofácies FI, em diversos intervalos estratigráficos. Lâminas argilo-siltosas e siltico-argilosas deformadas se alternam com lâminas não deformadas (Fig. 3.29d). No contato com lentes de areia fina/média sobrejacente a estas camadas (litofácies Sm), estruturas de escape de fluidos (*pillar*) ocorrem deformando a até rompendo totalmente lâminas argilosas, que ficam curvilíneas, com a concavidade apontada para o topo (Fig. 3.29c).

Estruturas de carga associadas à liquefação/fluidização não homogênea

São estruturas bastante freqüentes nas camadas onde dominam as fácies Stf e Sm. Formam lentes difusas de 1 a 5 cm de espessura com extensão lateral variável. Caracterizam-se por ocorrer sobrepostas a depósitos de arenito fino (litofácies Sm e Stf), os quais mostram uma geometria lenticular de base côncava com freqüente estratificação de grande porte (Fig. 3.30a). A exposição alterada desta rocha tem um aspecto “granulado” bastante característico (Fig. 3.30b). Em rocha fresca, mostra um padrão caótico, ressaltado pela pigmentação de limonita. Nas camadas deformadas da litofácies Fm (FI?), a deformação resulta em estruturas planares, nas quais feições o tipo *dish* e marcas de sola foram identificadas (3.30c).

Estruturas Biogênicas

Foram identificadas marcas de raiz (Fig. 3.29b) em lentes pelíticas no topo de depósitos do elemento arquitetural CS. São estruturas milimétricas que se distribuem uniformemente por toda a camada maciça. A coloração da rocha é laranja acidentado (5YR 7/2).

No topo das barras subaquosas (DA e DA/LA), normalmente associados a depósitos maciços (Litofácies SM), são identificadas estruturas de bioturbação de 10 a 15 cm de comprimento, formando tubos sinuosos, não ramificados, de seção transversal circular, cuja orientação em relação ao plano de acamamento do intervalo onde eles estão localizados é horizontal a oblíqua. Internamente, estão preenchidos por material microcristalino de composição silicosa. São classificados como *Planolites* isp, um icnogênero atribuído à atividade de alimentação de organismos vermiformes sedimentívoros (Fig. 3.31d e 3.32).

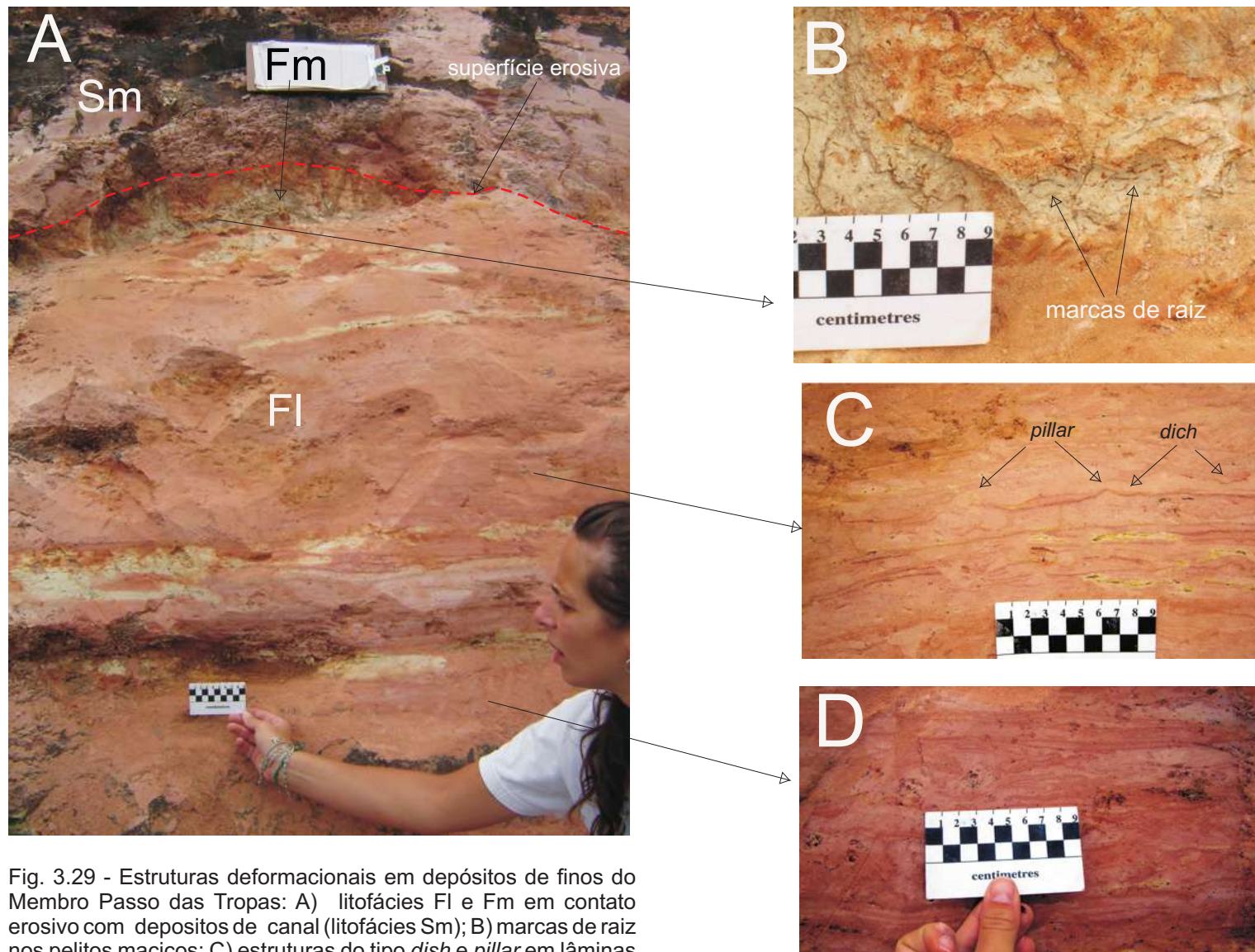


Fig. 3.29 - Estruturas deformacionais em depósitos de finos do Membro Passo das Tropas: A) litofácies FI e Fm em contato erosivo com depósitos de canal (litofácies Sm); B) marcas de raiz nos pelitos maciços; C) estruturas do tipo *dish* e *pillar* em lâminas de argila; D) alternância de lâminas síltico-argilosas deformadas (estruturas de escape de fluido) por não-deformadas. Ponto 12 .

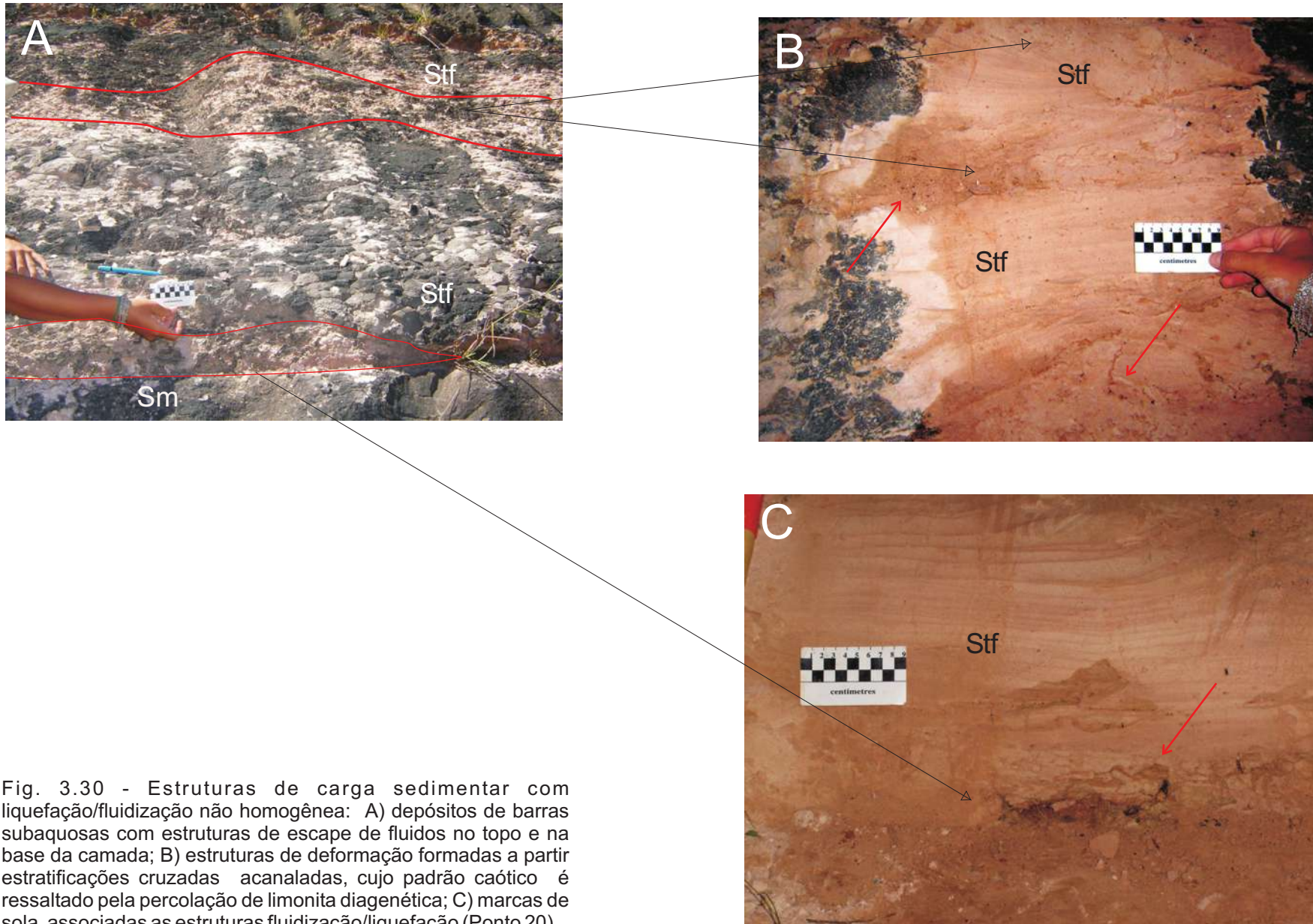


Fig. 3.30 - Estruturas de carga sedimentar com liquefação/fluidização não homogênea: A) depósitos de barras subaquosas com estruturas de escape de fluidos no topo e na base da camada; B) estruturas de deformação formadas a partir estratificações cruzadas acanaladas, cujo padrão caótico é ressaltado pela percolação de limonita diagenética; C) marcas de sola associadas as estruturas fluidização/liquefação (Ponto 20).

Estruturas de Carga

Sua ocorrência é registrada tanto em afloramentos da subunidade São Valentim como da Sarandi, na base de camadas arenosas em contato com lentes de pelito das litofácies Fm e FI (Fig. 3.33).

Interpretação das estruturas de *soft deformation*

As Dobras convolutas resultam do processo de liquefação de camadas arenosas saturadas em água quando o sedimento suportado pelo grão é transitoriamente transformado para suspensão suportada por fluido (Lowe, 1975), o que sugere que o sistema fluvial estava ativo durante a geração destas estruturas. As fraturas podem ter sido geradas pelo mesmo esforço, como resultado da perda de coesão (Doe & Dott, 1980; Wells *et al.*, 1985). A literatura tem apresentado diversas interpretações para a gênese de tais estruturas. No caso de depósitos de areias limpas saturadas em água, a mais sugerida é o efeito causado por abalos sísmicos, face à alta resistência interna deste tipo de material à deformação por outras fontes de *stress* intragranular (Lowe, 1975, 76).

O registro de mudanças composicionais e direcionais abruptas e a coincidência entre o plano axial das dobras convolutas com um dos lineamentos regionais NW-SE sugerem uma gênese tectônica para as estruturas, pois deformações sinsedimentares podem estar associadas ao movimento de falhas lítricas intrabacinais durante a extensão da bacia (Leeder, 1987). Assim, entende-se que as deformações na camada basal da unidade registram pequenas movimentações tectônicas que ocorrem durante a sedimentação. Já as falhas de gravidade, em função de pequenas dimensões e raridade de suas ocorrências, são atribuídas ao colapso gravitacional de blocos de rocha coesos de areia úmida de macroformas ocorrido durante o processo de deposição sedimentar.

Já as estruturas do tipo *dish* e *pillar* são relativamente comuns em depósitos pelíticos e freqüentemente atribuídas à deposição dos sedimentos. São geradas pelo movimento ascendente de sedimentos fluidizados sob lâminas semipermeáveis, causando o rompimento e deformação das mesmas. Os canais de fluxo fluidizado correspondem às estruturas tipo *pillar* e às lâminas semipermeáveis com extremidades arqueadas para cima da *dish*. Os locais mais favoráveis à ocorrência deste tipo de estrutura no ambiente fluvial são os depósitos finos de planície de inundação e os depósitos de canais abandonados, em função de serem sujeitos a inundações episódicas com transporte de carga de leito (Lowe, 1976).

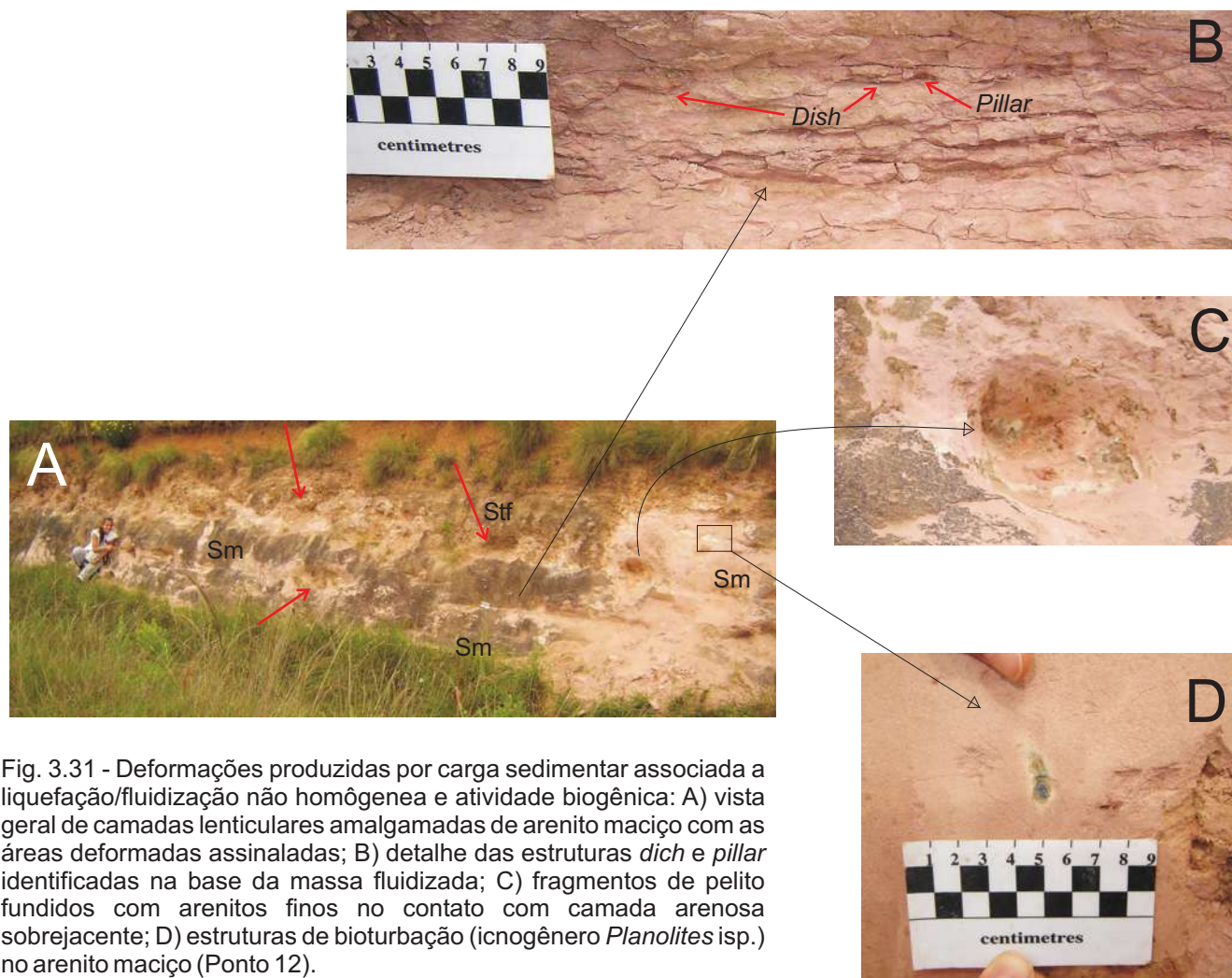


Fig. 3.31 - Deformações produzidas por carga sedimentar associada a liquefação/fluidização não homogênea e atividade biogênica: A) vista geral de camadas lenticulares amalgamadas de arenito maciço com as áreas deformadas assinaladas; B) detalhe das estruturas *dich* e *pillar* identificadas na base da massa fluidizada; C) fragmentos de pelito fundidos com arenitos finos no contato com camada arenosa sobrejacente; D) estruturas de bioturbação (icnogênero *Planolites* isp.) no arenito maciço (Ponto 12).



Fig. 3.32 - Vista em planta do icnogênero *Planolites* isp. (ponto 45).



Fig. 3.33 - Marcas de sola no contato da Subunidade São Valentim (litofácies Fm) e Sarandi (Litofácies Gt).

As estruturas de carga são o resultado da instabilidade gravitacional criada pela deposição de sedimentos relativamente densos sobre um substrato pouco denso. São bastante comuns no contato de camadas arenosas sobre pelitos e o grau de deformação está associado à diferença de densidade das camadas (Reineck & Singh, 1980).

As estruturas que sugerem que a deformação foi produzida por carga sedimentar associada à liquefação e fluidização não homogênea são: a presença de intraclastos com limites difusos dentro das camadas; a identificação de estruturas tipo *dish* na camada deformada sotoposta; e a deformação afetar tanto a unidade sobrejacente como a sotoposta à zona de contato das camadas. Deformações sinsedimentares com estas características foram descritas em Lowe (1975), que as interpretou como zonas fluidizadas resultantes da mistura do material da camada sotoposta com o da camada sobrejacente, que apresentam diferentes densidades composicionais ou texturais.

A presença freqüente de estruturas de fluidização/liquefação em depósitos de grão fino/muito fino (litofácies Stf) deve estar relacionada ao fato de que estruturas de escape de água são muito comuns em depósitos sedimentares de tamanho de grão fino a muito fino. Em sedimentos saturados de água, o tamanho de grão entre 0.05 a 1 mm são mais propensos a fluidização devido à baixa permeabilidade e pequeno poder coesivo dos grãos, o que em resulta pouca resistência friccional à passagem do fluido (Lowe, *op cit.*). O mapeamento mostrou que este tipo de deformação é bastante freqüente em todo o Intervalo Superior da Subunidade São Valentim, cuja granulometria média é de areia fina/muito fina e que aproximadamente 30 % de suas rochas aflorantes correspondem à litofácies Sm, cuja gênese é aqui associada a processos de fluidização/liquefação.

A presença de um intervalo deposicional de grande extensão lateral de arenitos deformados por processo de fluidização/liquefação tem sido correlacionado ao efeito de atividades sísmicas sinsedimentares (Owen, 1987). Contudo, trabalhos que tentaram testar esta hipótese, como o de Guiraud & Séguret (1987), não encontraram registros consistentes para afirmar que as deformações possam ter sido realmente influenciadas por eventos sísmicos. Suas conclusões apontam para uma gênese relacionada à deposição de sedimentos (carga sedimentar) que ocorreu sobre substrato com menor densidade composicional ou textural.

Deste modo, a susceptibilidade que a composição granulométrica apresenta à deformação teria favorecido a destruição das estruturas sedimentares por *soft deformation* em função de carga sedimentar. A atividade biogênica, por sua vez, também contribuiu na homogeneização dos depósitos, pois foram encontrados registros fósseis, como de *Planolites* isp. no topo das barras arenosas e o reconhecimento de marcas de raízes deformando depósitos pelíticos no topo de canais abandonados.

3.2.2- Eletrofácies

Neste item serão discutidos os resultados da correlação do perfil litoestratigráfico composto com o perfil gama equivalente realizado nos afloramentos da área. Apresentar-se-á as eletrofácies identificadas e sua correspondência litológica, que são sintetizadas na Fig. 3.34.

Os arranjos dos padrões reconhecidos e as variações dos valores de radioatividade delimitam quatro intervalos. O primeiro representa a base da sucessão no contato com a Formação Sanga do Cabral, identificado no perfil gama por um pico de radioatividade de 91cps. Litologicamente, este pico equivale a um nível onde a litofácies Stg apresenta elevada concentração de intraclastos, possivelmente relacionadas à erosão do substrato.

O Intervalo inferior da Subunidade São Valentim corresponde ao empilhamento das eletrofácies Funil e Sino. A média de radioatividade medida foi de 61,02 cps e reflete grande quantidade de intraclastos de pelito observados nas camadas de arenito médio.

A mudança de padrão de Funil para Sino corresponde ao início de uma significativa redução de intraclastos na constituição dos arenitos. Os picos e os subpicos da eletrofácies Sino correspondem a concentrações de intraclastos associados ao desenvolvimento de superfícies de 5ª ordem (base de faixas de canal), bem como de superfícies de 3ª ordem (reativações causadas pela oscilação da velocidade de fluxo) que, respectivamente, apresentam o mais alto e o segundo maior valor de radioatividade dos subpicos. O topo do intervalo é definido por um pico de 47,12 cps, que corresponde a uma lente de argila encimado um depósito de preenchimento de canal.

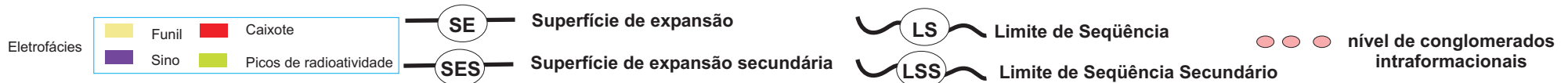
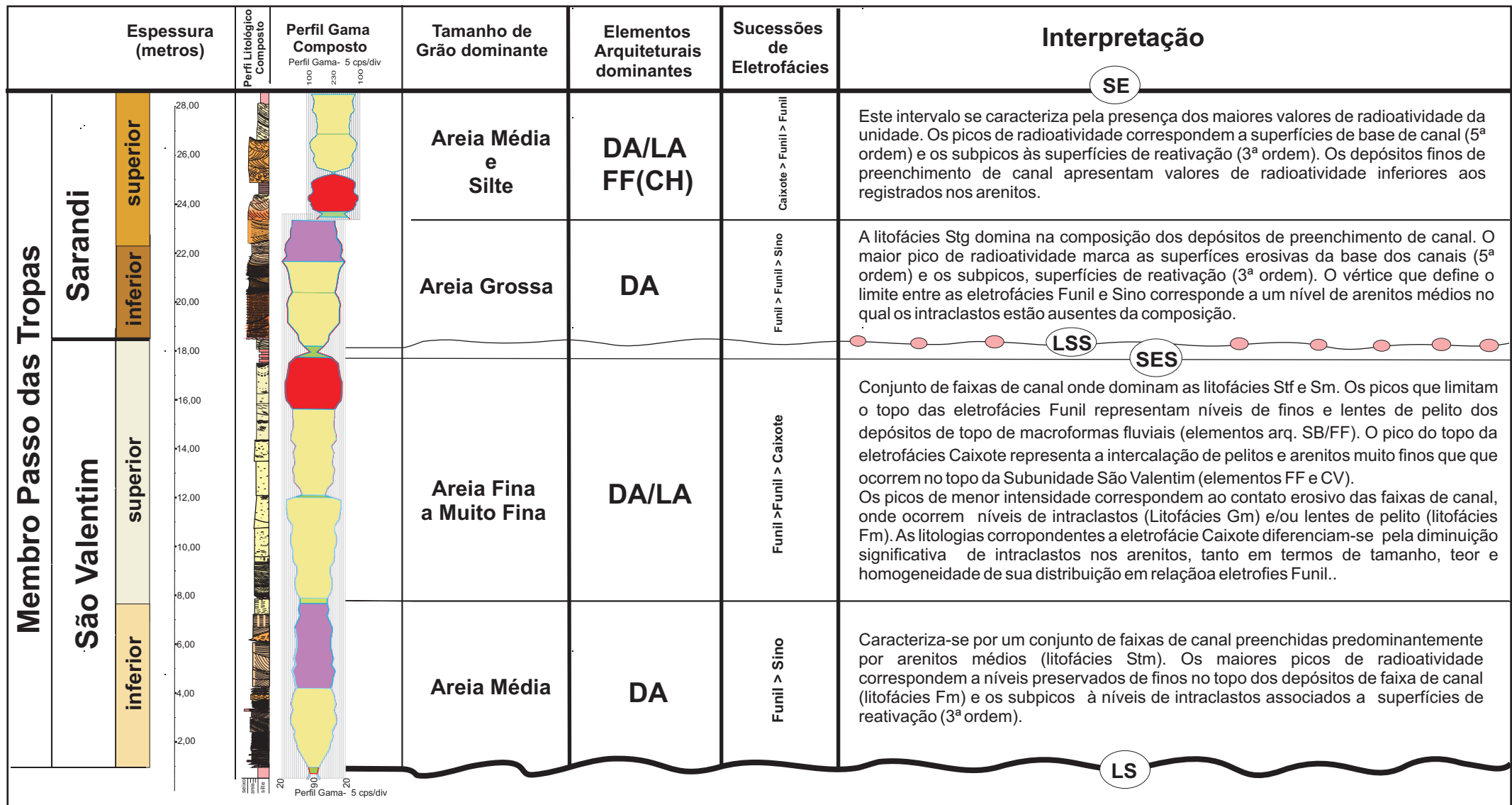


Fig. 3.34 - Levantamento Gama em superfície - Seção Gama e litológica composta, elementos texturais e arquiteturas dos intervalos e interpretação dos resultados.

O intervalo superior da Subunidade São Valentim é compartimentado em dois pelos picos de radioatividade: o primeiro é identificado na porção média do intervalo, onde foi registrado pico de 49,96 cps, que corresponde à base de uma das camadas de geometria côncavo-sinuosa. Ele é o topo de uma eletrofácies Sino de valor médio de radioatividade (32,42 cps). Esta eletrofácies representa depósitos de faixas de canal de arenito fino/muito fino com baixos teores de intraclastos na sua matriz arenosa. Seus subpicos correspondem às superfícies de 5ª ordem (níveis de intraclastos) ou a lentes de pelito preservadas no topo das barras.

O segundo pico do intervalo (60,01 cps) corresponde a um nível de argila que ocorre no topo da sucessão de finos e delimita o topo do intervalo superior da Subunidade São Valentim, onde observa-se a sobreposição de duas eletrofácies: Sino e Caixote. A eletrofácies Sino, cujo valor médio foi de 49,99 cps, representa a sobreposição de estratos de geometria côncavo-ondulada, constituídos por arenitos finos a muito finos com níveis esparsos de intraclastos depositados, que se prolongam até no topo. Já a Caixote corresponde a um intervalo onde as faixas de canal voltam apresentar geometria tabuliforme, mas com um baixíssimo teor de intraclastos na composição dos arenitos.

Na seção gama, o intervalo inferior da Subunidade Sarandi corresponde à seqüência das eletrofácies Funil, Funil e Sino, sendo que no limite entre os padrões Funil e Sino foi medido o menor valor de radioatividade do perfil (25,02 cps), cuja equivalência litológica é de um set de arenitos médios sem presença de intraclastos. O valor médio de radioatividade das eletrofácies Funil foi de 54,72 cps, e reflete a grande quantidade de intraclastos observada tanto na base de camadas arenosas como na constituição dos arenitos grossos a muito grossos característicos. Já a eletrofácies Sino apresenta valores muito baixos e sua correspondência litológica é um arenito médio em que a presença de finos é praticamente ausente.

O intervalo superior da Subunidade Sarandi corresponde à sucessão de eletrofácies Sino, Funil e Funil. Caracteriza-se por apresentar os maiores valores de radioatividade (média de 156,9 cps), sendo o maior valor registro (215 cps) corresponde a um nível de intraclastos associado a uma superfície de 5ª ordem. Uma observação interessante é que embora este intervalo litoestratigráfico apresente a melhor preservação de depósitos de finos, como se pode observar na seção litoestratigráfica composta, os valores de radioatividade apresentados pelos

pelitos são inferiores aos observados nos arenitos com intraclastos do mesmo intervalo.

A análise dos dados gama revela ainda que valores de gama das Subunidades São Valentim e Sarandi mostram diferenças em termos de variação máxima e mínima dos valores de radioatividade. Na Subunidade São Valentim, os valores de radioatividade foram de 31,28 a 49,96 cps e na Subunidade Sarandi foram de 25,02 a 215 cps. As diferenças refletem a diversidade na composição geológica de suas áreas-fonte, visto que os padrões de transporte sedimentar das duas subunidades são muito distintos (comparar Fig. 3.37 com Fig 3.52A). O fato de os picos de radioatividade na Subunidade Sarandi estarem associados a níveis de intraclastos presentes em superfícies de reativação a base de canais fluviais pode estar relacionado à presença de potássio (K^{40}), urânio (U^{238}), nos intraclastos de pelitos, e tório (Th^{232}), nos pláceres formados na base dos canais fluviais.

As fontes radioativas encontradas poderiam ter origem nas áreas-fonte dos depósitos. Zeffass *et al.* (2000) analisaram a proveniência dos sedimentos do Membro Passo das Tropas e concluíram que poderiam provir de duas fontes distintas: do embasamento granítico-gnáissico e de sedimentos reciclados. No primeiro caso, a área fonte poderia provir de elementos radioativos, como terras raras e tório, presentes nos minerais resistatos ou nos principais minerais constituintes das rochas. No segundo caso, os elementos radioativos poderiam estar presentes na composição de argilas e de alguns resistatos. Garcia *et al* (2003) classificaram os arenitos do intervalo superior da Subunidade Sarandi (ponto 200 do presente estudo) como subarcóseos e sulitoarenitos com teor de feldspatos não chegando a 3% da constituição do arcabouço. Isto sugere que os picos radioativos anômalos identificados no Intervalo Superior da Subunidade Sarandi nos perfis gama seriam concentrados de intraclastos e/ou de minerais resistatos. Outro fato que aponta para a significativa importância dos pláceres como fonte da radiação é que os níveis pelíticos preservados no topo da Subunidade Sarandi apresentam valores inferiores aos arenitos.

Para testar as hipóteses aventadas, são necessárias futuras análises de proveniência (petrográficas), perfis de radioatividade com gamaespectrômetro, para individualização dos padrões de Urânio, Tório e Potássio, e estudos petrográficos

dos concentrados de minerais pesados, considerando os intervalos identificados (base dos canais fluviais e superfícies de reativação) na correlação das seções gama total com o perfil litoestratigráfico.

3.2.2.1- Correlação Estratigráfica

A análise comparativa dos perfis compostos elaborados a partir de dados de superfície com os dados de poço de água subterrânea possibilitou a correlação dos padrões de eletrofácies identificados na seção W-E (Fig. 3.35) e N-S (Fig. 3.36).

Existe uma clara correlação entre os padrões de radioatividade e as diferenças nos valores mínimos e máximos de radiação registrados no perfil litoestratigráfico/gama total realizado nos afloramentos e nas seções gama dos poços. Assim, pode-se estabelecer uma correlação entre os intervalos que compartimentam as unidades de estudo e identificar os limites com as unidades sobrejacentes e subjacentes.

A base do Membro Passo das Tropas foi definida por pico de radioatividade sobre o qual ocorre a seqüência de eletrofácies Sino e Funil, como descrito no item anterior. Abaixo dele, um conjunto de eletrofácies com padrão caixote de simetria regular caracteriza o intervalo de ocorrência da Formação Sanga do Cabral. A uniformidade dos padrões permitiu utilizar um dos seus picos de radioatividade para determinar um *datum* estratigráfico (linha azul dos perfis), necessário para a correlação dos poços. Nos poços onde a unidade não foi perfilada, um pico de Gama presente no Membro Alemoa serviu de *datum* estratigráfico auxiliar (linha vermelha; ver Fig. 3.35).

O contato entre os Membros Passo das Tropas e Alemoa foi determinado na inflexão que marca o contato entre os valores extremamente elevados dos arenitos do Intervalo Superior da Subunidade Sarandi e os valores comparativamente mais baixos apresentados pelas litologias do Membro Alemoa. O limite entre eles é melhor visualizado no poço 42 (Fig. 3.35).

O pico de alto valor de radioatividade registrado nos afloramentos e que marca o contato das Subunidades não é encontrado em alguns poços. Em seu

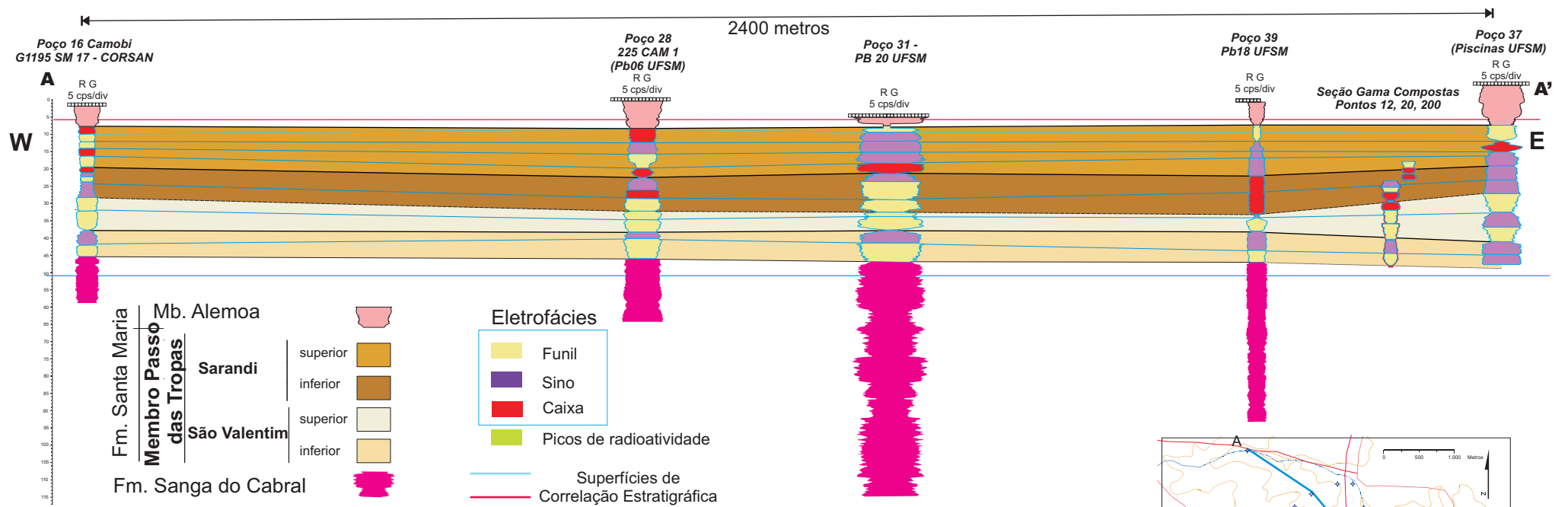
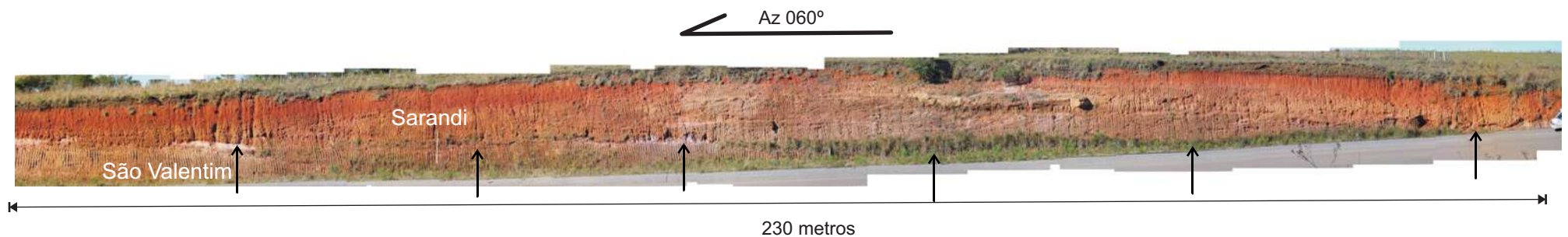


Fig. 3.35 - Correlação estratigráfica dos poços do Bairro de Camobi (UFSM) - Seção W-E. Comparar as sucessões de eletrofácies da seção composta dos afloramentos com os poços. Observar a disposição das superfícies de correlação da Subunidade Sarandi com as geometrias dos estratos desta subunidade observados em afloramento (fotomontagem abaixo).



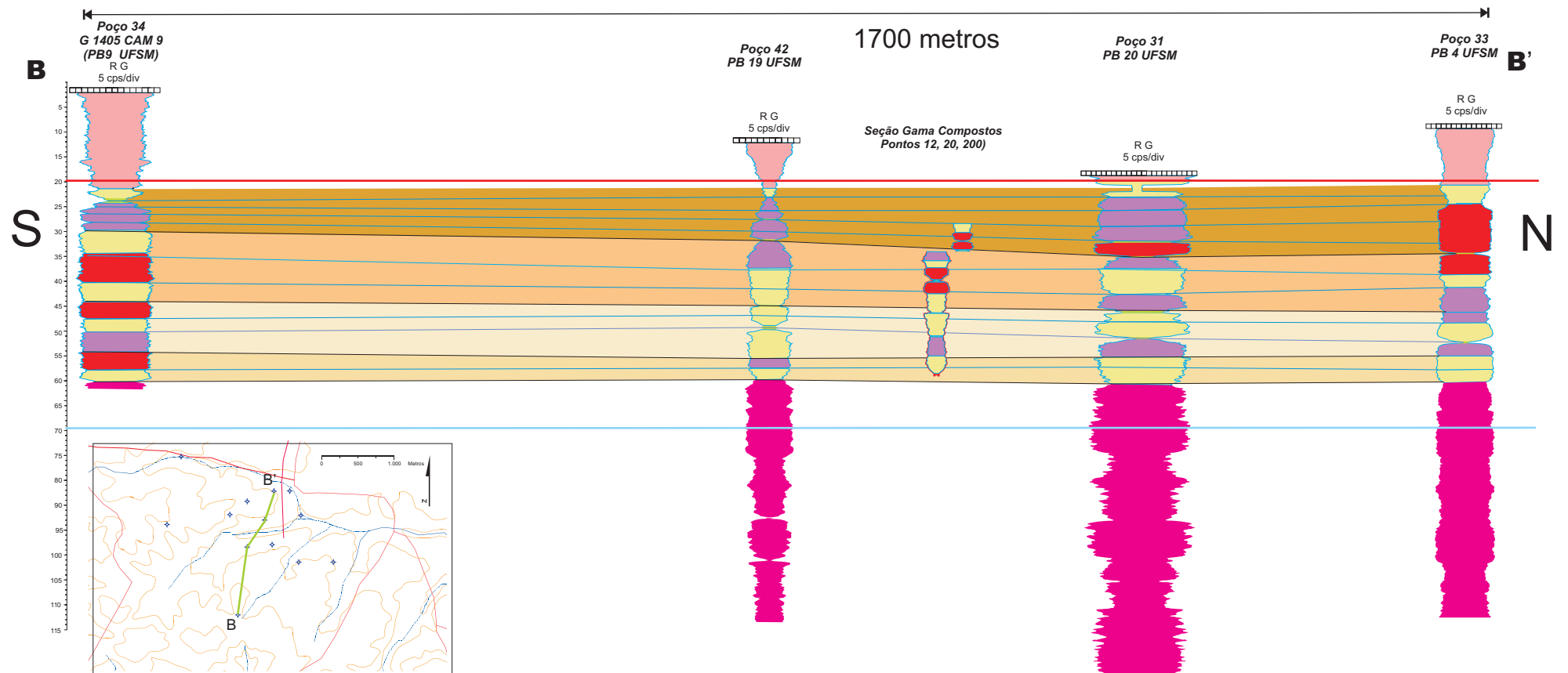
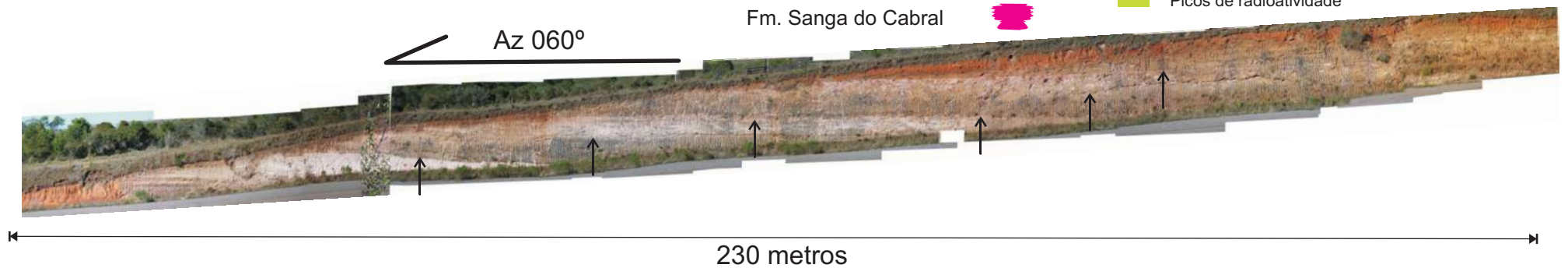


Fig. 3.36 - Correlação estratigráfica dos poços do Bairro de Camobi (UFSM) - Seção N-S. Comparar as sucessões de eletrofácies da seção composta dos afloramentos com os poços. Observar a disposição das superfícies de correlação estratigráfica da Subunidade São Valentim com a geometria observada em afloramento.



lugar, observou-se uma progressiva elevação dos valores de radioatividade dos padrões de eletrofácies correlacionados a Subunidade Sarandi (poços 16 e 37), interpretados como resultado da erosão da camada argilosa do topo da subunidade São Valentim e conseqüente incorporação de seus litotipos na composição dos arenitos basais da subunidade Sarandi.

Na subunidade São Valentim, na seção W-E (Fig. 3.35), observa-se que os refletores apresentam um suave mergulho para E. Já na seção N-S (Fig. 3.36), como o padrão de paleocorrentes regional é SE (ver Fig. 3.37), ela representa um corte no sentido *dip* do intervalo. As superfícies de correlação são praticamente horizontalizadas, repetindo o padrão observado em afloramento (Fig. 3.36).

A Subunidade Sarandi apresenta um padrão côncavo nas seções W-E, com um mergulho acentuado para Norte na seção N-S. A análise de paleocorrentes regionais da unidade mostra que a principal direção de transporte é NE (ver Fig. 3.52A). Logo, as seções representam, respectivamente, as seções *dip* e *strike* do intervalo. O padrão côncavo das superfícies de correlação da seção W-E é observado em afloramento. Assim, as superfícies de correlação reproduzem, grosso modo, a geometria das lentes amalgamadas da Subunidade Sarandi (Fig. 3.35).

Outra observação efetuada na análise das correlações estratigráficas dos poços é que, embora as sucessões de eletrofácies sejam correspondentes, as espessuras medidas em afloramento são inferiores às observadas em poços, o que sugere que as camadas que compõem o Membro Passo das Tropas sejam mais espessas sob a cidade de Santa Maria do que ao sul da área de estudo.

3.2.3 - Subunidade São Valentim

Sua porção aflorante apresenta uma distribuição relativamente homogênea em toda a área de pesquisa, cobrindo 1.562,48 Km² (Fig. 3.37), com espessura de aproximadamente 20 metros. O contato inferior é erosivo com a Formação Sanga do Cabral. O modelamento tridimensional de parte da superfície a partir da correlação estratigráfica de poços de água subterrânea sugere que a geometria espacial dos pacotes seja planiforme, com um mergulho muito suave para SE, que é coincidente com o vetor médio regional das paleocorrentes (SE). Seu topo é truncado pelos arenitos da subunidade Sarandi.

A sucessão é granodecrescente ascendente, podendo ser dividida com base nas heterogeneidades da distribuição do tamanho médio de grão e no padrão da geometria dos estratos em dois intervalos distintos. O intervalo inferior tem aproximadamente oito metros de espessura, onde dominam os arenitos médios (60%), seguidos de grossos (20%), finos/muito finos (19,5%) e pelitos (1%), organizados em pacotes de geometria tabular de 2,5 a 3 metros de altura. O intervalo superior tem espessura aproximada de 12 metros, onde dominam arenitos finos/muito finos (70%), médios (25%) e pelitos (5%), estes últimos concentrados no topo da subunidade. A geometria dos depósitos é tabular/lenticular, com camadas de 2,0 a 3,0 metros de espessura (Fig. 3.38).

3.2.3.1 - Associação de litofácies do intervalo Inferior

Canal - CH

O limite inferior é erosivo, com presença de seixos e grânulos de quartzo e quartzito e fragmentos do substrato. Os depósitos de preenchimento de canal formam camadas tabulares, com extensão de 107 metros registrados em afloramento (Fig. 3.38). O limite superior é erosivo, de modo que as espessuras das camadas representam a altura mínima do canal, que variou de 2,5 a 3,0 m. Internamente, suas camadas apresentam uma organização caracterizada pelo arranjo de conjuntos de superfícies subparalelas e oblíquas tangenciais.

As associações de fácies que compõem o elemento arquitetural do Canal é Gm>Stg>Stm>Sp>Sr>FI/Fm. Estas litofácies estão organizadas dentro dos elementos arquiteturais SB, DA e OF e serão descritas a seguir.

Forma de Leito Arenosa - SB

É o elemento mais observado nos afloramentos da área de estudo. Sua associação de fácies inclui: arenitos de tamanho de grão grosso a médio (dominante) com estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte (Stm, Stg), apresentando deformação por *soft deformation* como dobras convolutas; arenitos de grão médio de estratificação cruzada tabular de médio porte (Sp). A litofácies Sp é pouco freqüente neste intervalo, mas afloramentos onde ela foi observada apresentam grande extensão lateral (20 metros) e 10-15 cm de

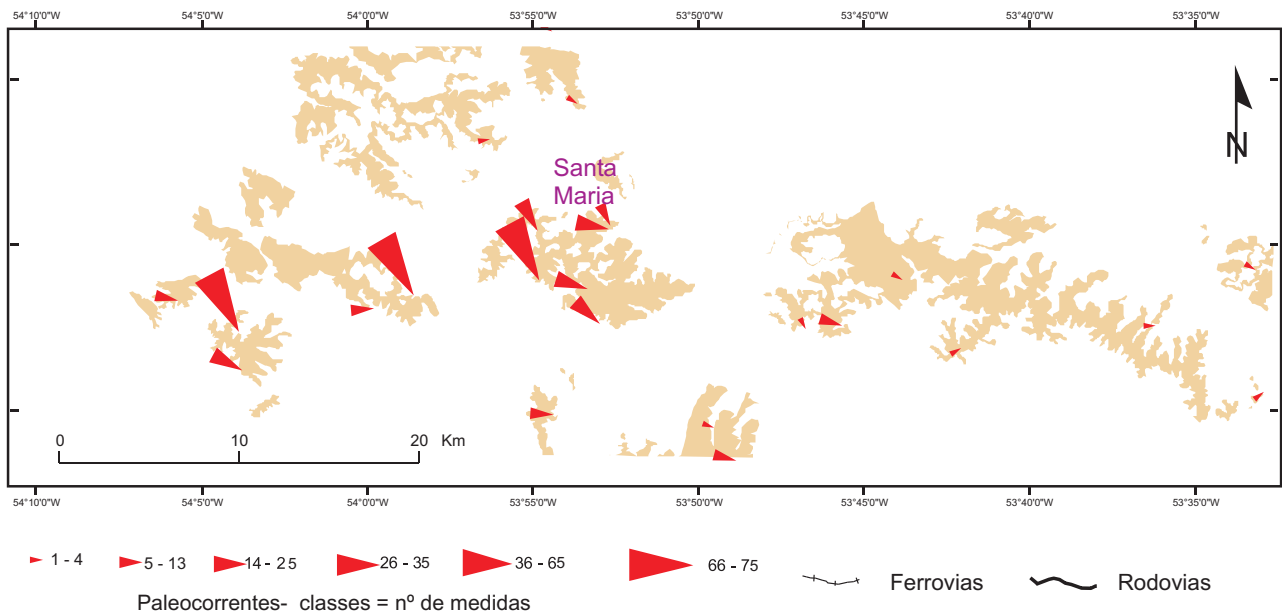


Fig. 3.37 - Mapa da área de afloramento da Subunidade São Valentim e da distribuição regional de paleocorrentes. Observar o padrão preferencial de paleofluxo para SE.

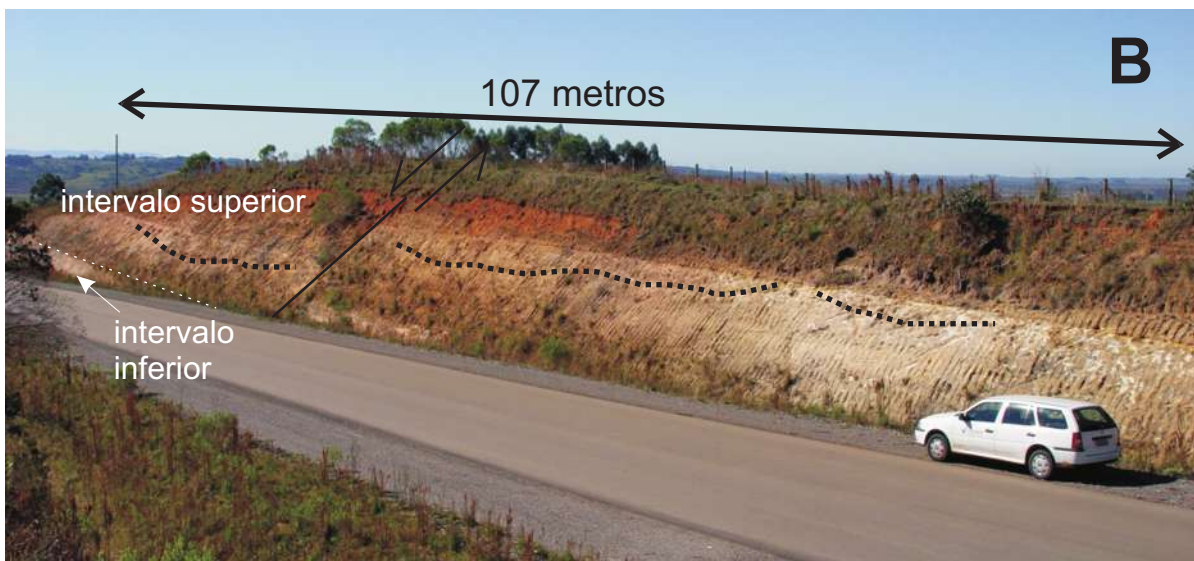
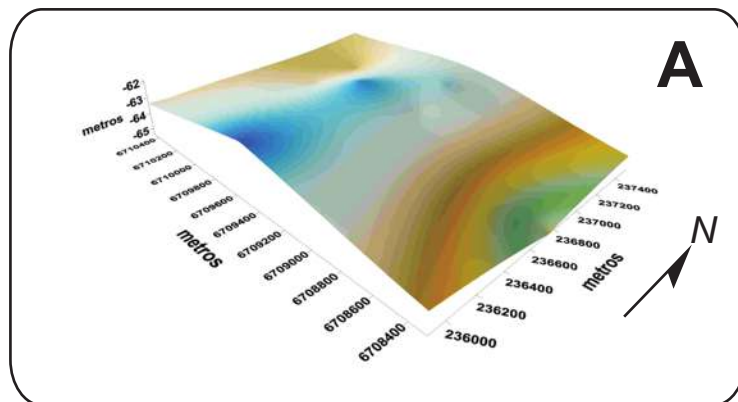


Fig. 3.38 - Subunidade São Valentim: A) modelo tridimensional do contato entre a Formação Sanga do Cabral e Subunidade São Valentim - observar a variação topográfica; B) vista panorâmica da Subunidade São Valentim (ponto 20), onde se observa o padrão tabular dos estratos inferior e superior da unidade. As camadas de geometria côncavo/onduladas foram delineadas em preto.

espessura, mergulhando no mesmo sentido da direção do fluxo (Fig. 3.39a) As litofácies Stm e Stg formam conjuntos de lentes amalgamadas com 50-70 cm de espessura com 2 a 5 metros de extensão lateral. No afloramento 12 este elemento arquitetural ocorre associado com elementos arquiteturais DA e FF (Fig. 3.39b).

Interpretação

As litofácies representam a superposição de dunas subaquosas dentro de um canal fluvial. Miall (1996) considera este tipo de associação de fácies típico das porções mais profundas de canais ativos. As dunas 3D representariam campos de dunas do fundo de canal e seu padrão amalgamado seria resultado das flutuações do fluxo (turbulência) existente durante sua deposição. Já as dunas 2D se depositariam nas porções rasas dos canais e no topo ou nas bordas das barras longitudinais na forma de barras transversais ou *sandwaves*.

Acresções Frontais (DA)

A associação de fácies do elemento inclui as litofácies Gm, Stm, Stg. As Litofácies Stm e Sp estão organizadas em camadas de 5-10 cm de espessura, cujas superfícies erosivas correspondem a superfícies de 1ª ordem. As camadas estão contidas dentro de conjuntos de *cosets* de 40 a 60 cm de espessura, cujos limites basais correspondem a superfícies de 3ª ordem. As superfícies de 1ª ordem apresentam um ângulo de 4° a 7° em relação ao vetor médio das paleocorrentes.

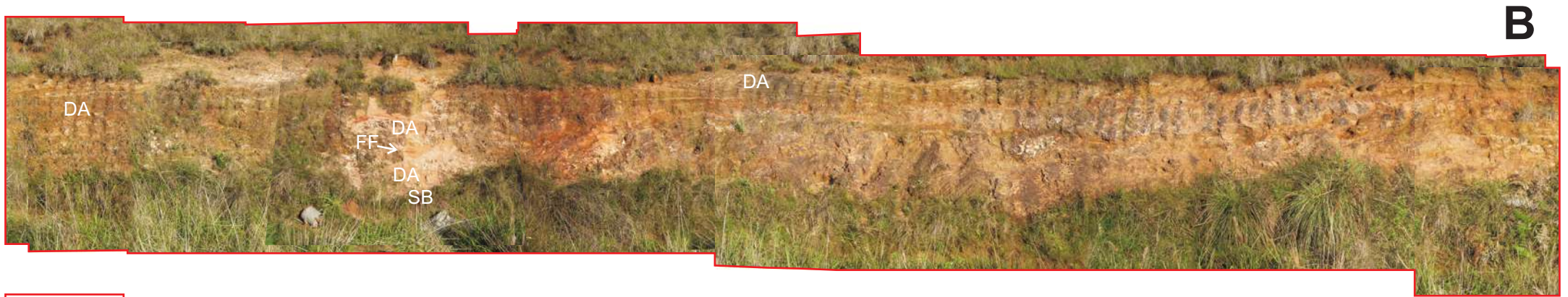
Tanto as superfícies de 1ª quanto as de 3ª ordem definem padrões geométricos que variam conforme o ângulo do corte do afloramento. Nas seções paralelas à direção de fluxo, as geometrias são do tipo paralelo e oblíquo tangencial, com as superfícies mergulhando em direção às superfícies de 3ª ordem em que estão contidas. Já as seções transversais mostram as superfícies com geometrias côncavas e paralelas às superfícies de 3ª ordens (Fig. 3.40).

As superfícies de 3ª ordem truncam as superfícies de 1ª ordem das camadas sotopostas e freqüentemente se observa um nível de intraclastos ou uma camada de conglomerados intraformacionais (Litofácies GM) depositada.



A

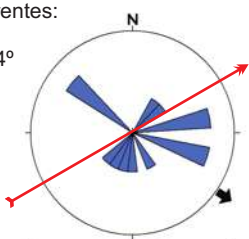
Fig. 3.39 - Elementos Arquiteturais SB: A) Fácies Sp (ponto 30); B) vista de parte do afloramento do ponto 12, mostrando o elemento arquitetural SB sotoposto aos elementos DA e FF.



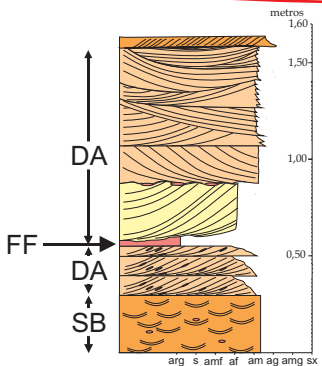
B



Paleocorrentes:
n: 13
Vetor: 124°



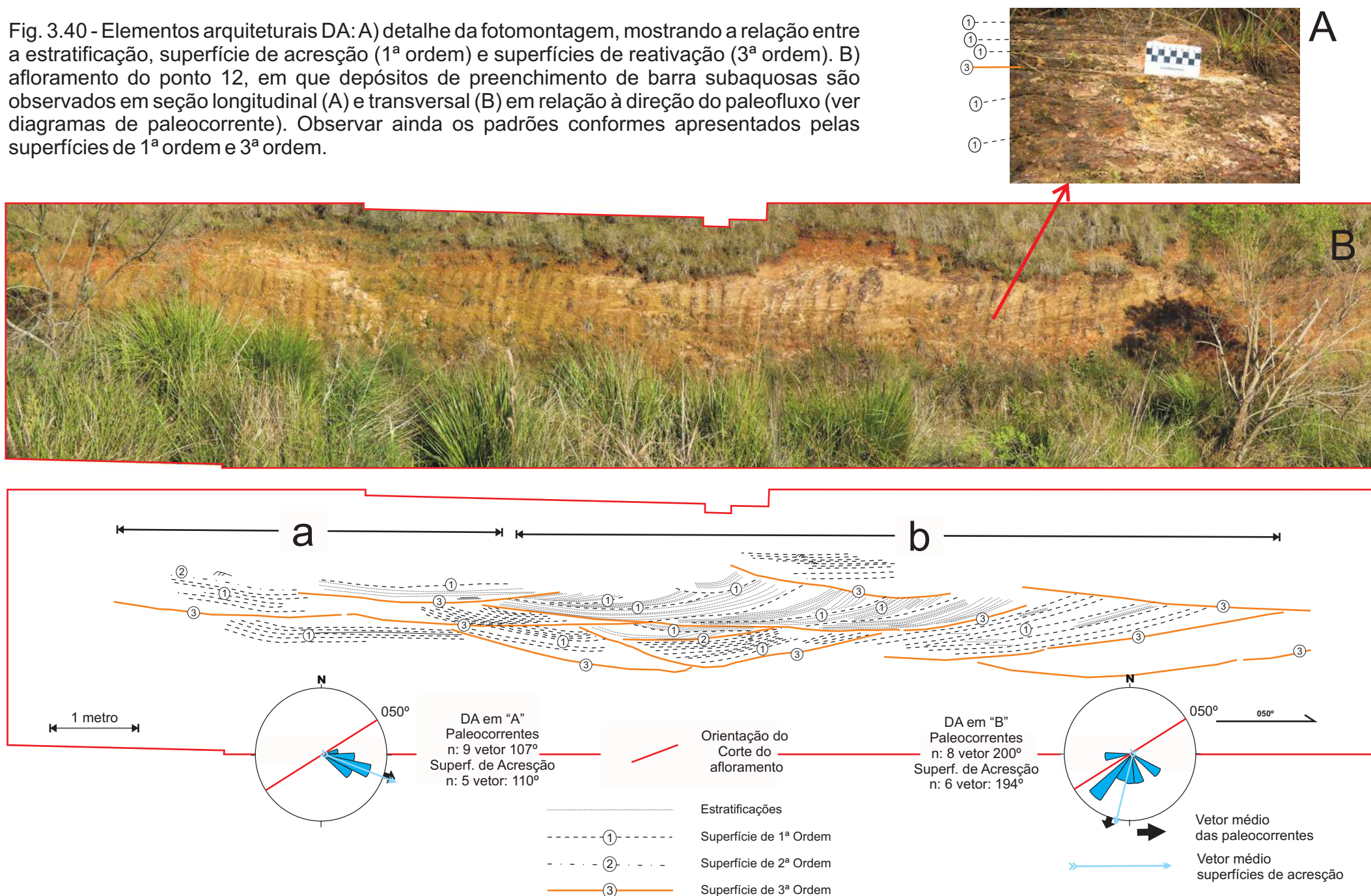
- Ripple Marks
- Estratificação Cruzada Tangencial
- Estratificação Cruzada Acanalada
- Estratificação Cruzada Indefinida
- Estratificação Cruzada Incipiente
- Laminação Plano Paralela
- Grânulos e Seixos
- Intraclastos



- Orientação do afloramento
- Perfil Vertical
- Estratificações
- Superfície de 1ª Ordem
- Superfície de 2ª Ordem
- Superfície de 3ª Ordem

- Solo
- Pelito
- Arenito muito fino
- Arenito Fino
- Arenito Médio
- Arenito Grosso
- Arenito Muito Grosso

Fig. 3.40 - Elementos arquiteturais DA: A) detalhe da fotomontagem, mostrando a relação entre a estratificação, superfície de acreção (1ª ordem) e superfícies de reativação (3ª ordem). B) afloramento do ponto 12, em que depósitos de preenchimento de barra subaquosas são observados em seção longitudinal (A) e transversal (B) em relação à direção do paleofluxo (ver diagramas de paleocorrente). Observar ainda os padrões conformes apresentados pelas superfícies de 1ª ordem e 3ª ordem.



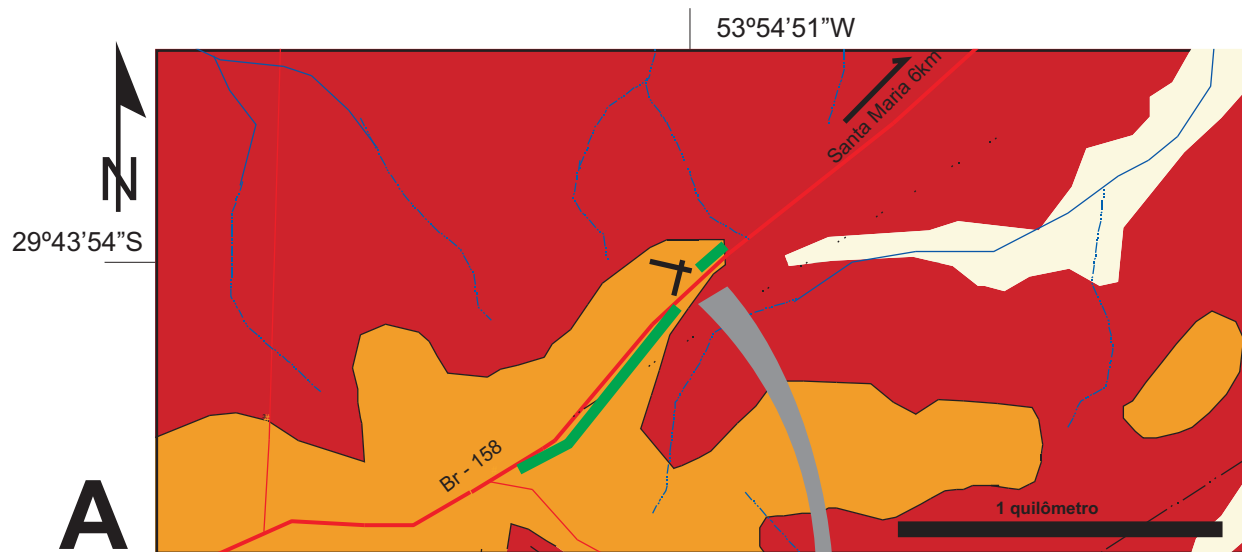
Os radargramas (GPR/100Mhz; ver Fig. 3.41) mostram a compartimentação interna destas macroformas. Elas se caracterizam pela superposição de superfícies que reproduzem a forma geral da barra que, dependendo da seção observada, apresenta distintos padrões de refletores. Os refletores são correlacionados às geometrias das superfícies de 3ª ordem observadas no afloramento (ver Fig. 3.40). O padrão côncavo é observado na seção transversal e de tipo paralelo no sentido longitudinal da linha de fluxo (Fig. 3.42), o que permite estimar que as macroformas deveriam ter alcançado dimensões aproximadas da ordem de 2 metros de altura, 10 metros de largura e mais de 15 metros de extensão.

Interpretação

Esta associação de fácies é produto da variação de processos deposicionais relacionados à migração de barras subaquosas de acreção frontal. As superfícies de 1ª ordem foram geradas pela migração de formas de leito 3D (litofácies Stm, Stg). O relativo paralelismo das superfícies tipifica a relação genética das litofácies, o que permite classificá-las como um conjunto de superfícies acrescionárias que pertenceram a uma barra fluvial (Miall, 1988). Já a relação angular entre o vetor médio das paleocorrentes e as superfícies acrescionárias indica que o padrão dominante de migração das superfícies foi longitudinal à direção principal de fluxo do canal, o que permite classificá-las como macroformas de acreção frontal (DA). As superfícies de 3ª ordem representam reativações ocasionadas pela migração das barras arenosas (avulsões) resultantes da variação das velocidades de fluxo causadas pelas mudanças do nível de água do canal.

Litofácies Pelíticas (FF)

A associação de fácies é Fl, Fm e Sr. Afloram como lâminas siltico-argilosas ou camadas maciças de argilito de 5 a 10 cm de espessura, associadas às camadas com marcas de onda (litofácies Sr; ver Fig. 3.42). A preservação dos depósitos é rara na sucessão. Seus registros limitam-se à freqüente identificação de níveis de intraclastos no topo dos depósitos das macroformas ou sobre as superfícies de 3ª ordem (Fig. 3.43).



- Quaternário
- Subunidade São Valentim
- Formação Sanga do Cabral
- Linhas GPR
- Sentido de imageamento
- Rocha Aflorante

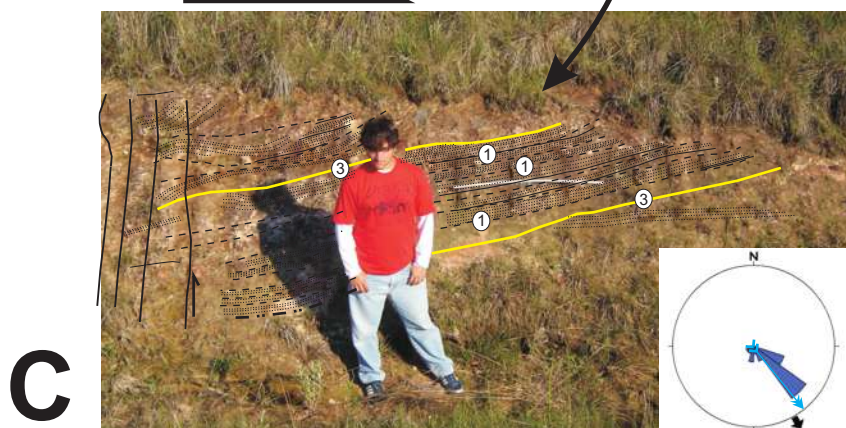
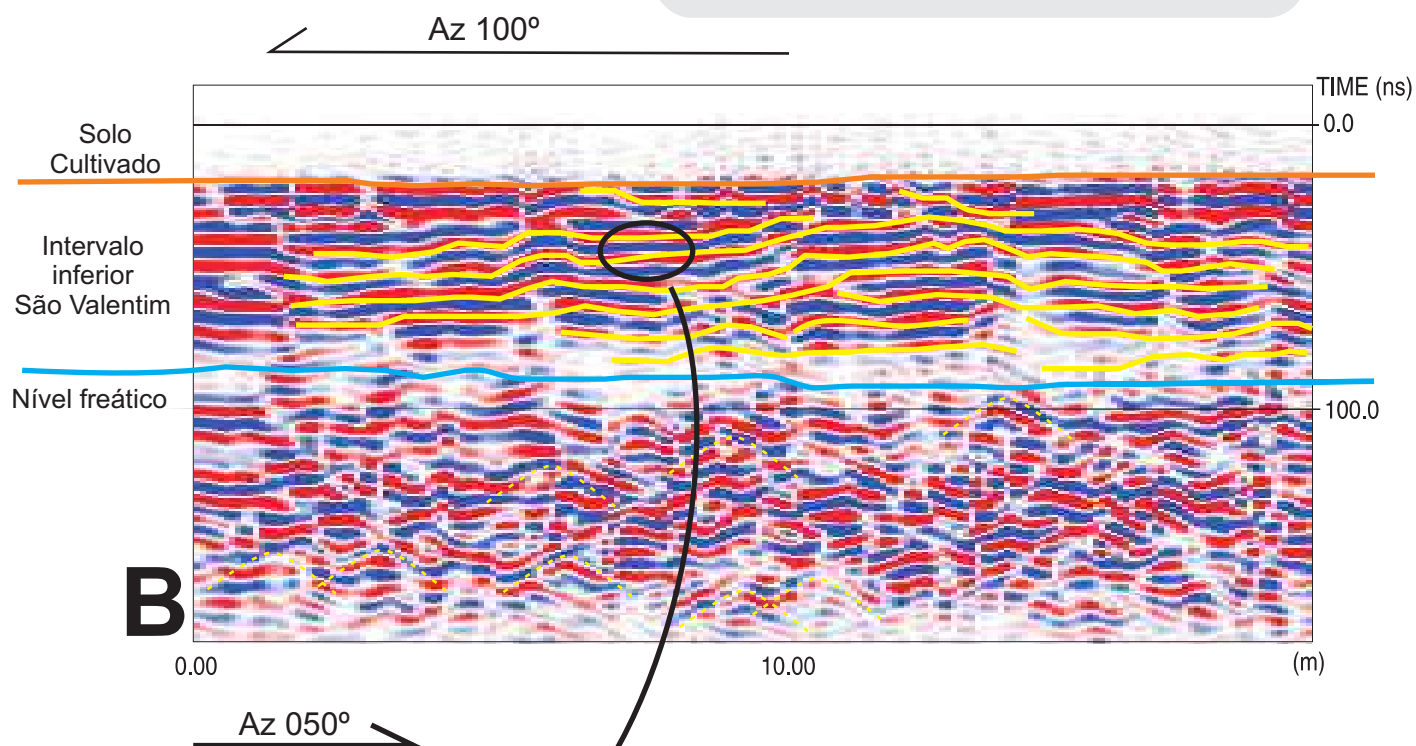
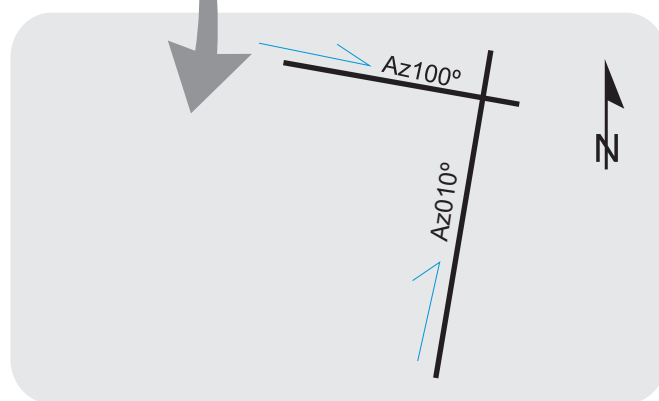


Fig. 3.41: Localização e correlação dos refletores GPR com superfícies limitantes dos afloramentos: A) localização da malha das seções GPR (antena 100 Mhz); B) refletores com padrão subparalelo na seção longitudinal à direção de fluxo; C) comparar as radarfácies com o padrão geométrico das superfícies de 3º ordem observadas no afloramento localizado abaixo da área onde foi feita a malha GPR.

paleocorrentes
n:20 vetor: 150°
superfícies de acreção
n: 9 vetor: 144°

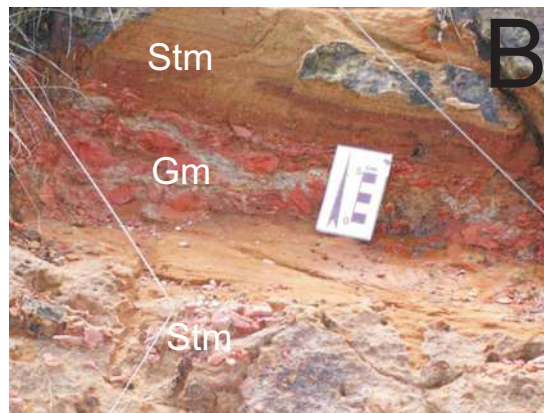
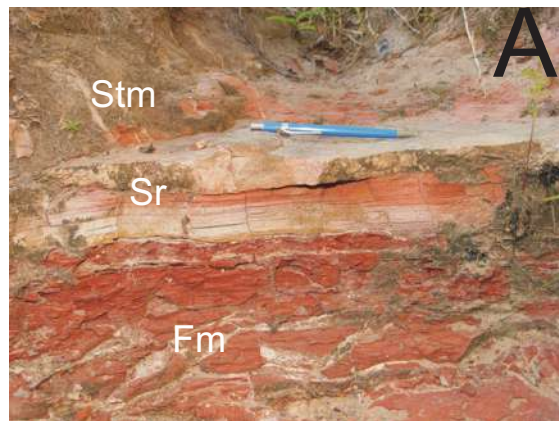
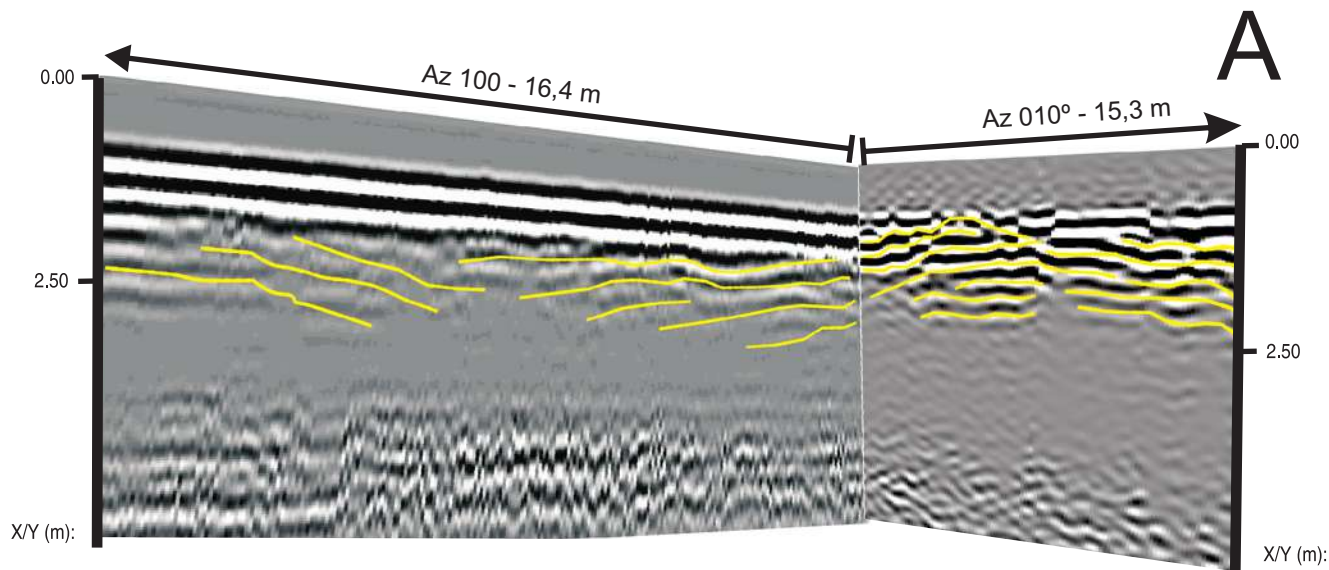


Figura 3.43 - Litofácies FF - A) associada a litofácies Sr (ponto 44); B) como intraclastos da Litofácies Gm (ponto 12).

Figura 3.42 - A) seção bidimensional dos elementos DA: composição de seções gama do afloramento 12 (São Valentim), mostrando os padrões convexo dos refletores (superfícies de 3ª ordem) nas seções *strike* (010°) e paralelismo da orientação da seção *dip* (Az 100°). Notar também o padrão subparalelo das radarfácies seção 010 (corte perpendicular ao fluxo). B) padrão de paleocorrentes no afloramento 12, onde aflora a seção imageada. Notar o valor do ângulo entre o vetor médio de paleocorrentes e o das superfícies de acreção.

Interpretação

Representam processos de suspensão/tração pela deposição de siltitos argilosos laminados durante os episódios de inundação de áreas adjacentes dos canais ativos. Os intraclastos normalmente observados nas litofácies Gm e Stm possivelmente são fragmentos destes depósitos, erodidos durante episódios de avulsão e incorporados aos depósitos arenosos das barras e dunas subaquosas ou transportados para o fundo do canal, formando depósitos do tipo *scour fill*.

3.2.3.2 - Associação de litofácies do intervalo superior

Canais (CH)

Apresentam superfícies basais erosivas de geometria planiforme com mais de 100 metros de extensão em afloramento e côncavo/sinuosas formando pequenos canais (70-90 metros). Os depósitos de preenchimento de canal têm de 1,00 a 3,00 metros de espessura e são constituídos de arenito médio a muito fino em ciclos granodecrescentes ascendentes. Internamente, seus estratos mostram lentes arenosas entrelaçadas de base côncava de margens muito suaves, com topos planos ou truncados pelas lentes sotopostas. Nos estratos côncavo/sinuosos, as lentes arenosas estão associadas a lentes de padrão sigmoidal.

Os topos dos estratos são erodidos pelo estrato sobrejacente. As delgadas lentes de siltito freqüentemente observadas neste intervalo mostram sinais de erosão, com os depósitos basais do estrato sotoposto apresentando grande quantidade de intraclastos.

O padrão de paleocorrentes da unidade mostra um vetor médio coincidente com o observado no intervalo inferior, mas com uma amplitude maior (ver Fig. 3.47). O padrão complexo das superfícies observado dentro dos estratos está presente nas seções georadar (Fig. 3.44).

A associação de fácies que compõe o elemento arquitetural é Stg>Stm>Stf>Sr>Fl>Fm. As litofácies estão organizadas dentro dos elementos arquiteturais SB, DA/LA, CS e FF.

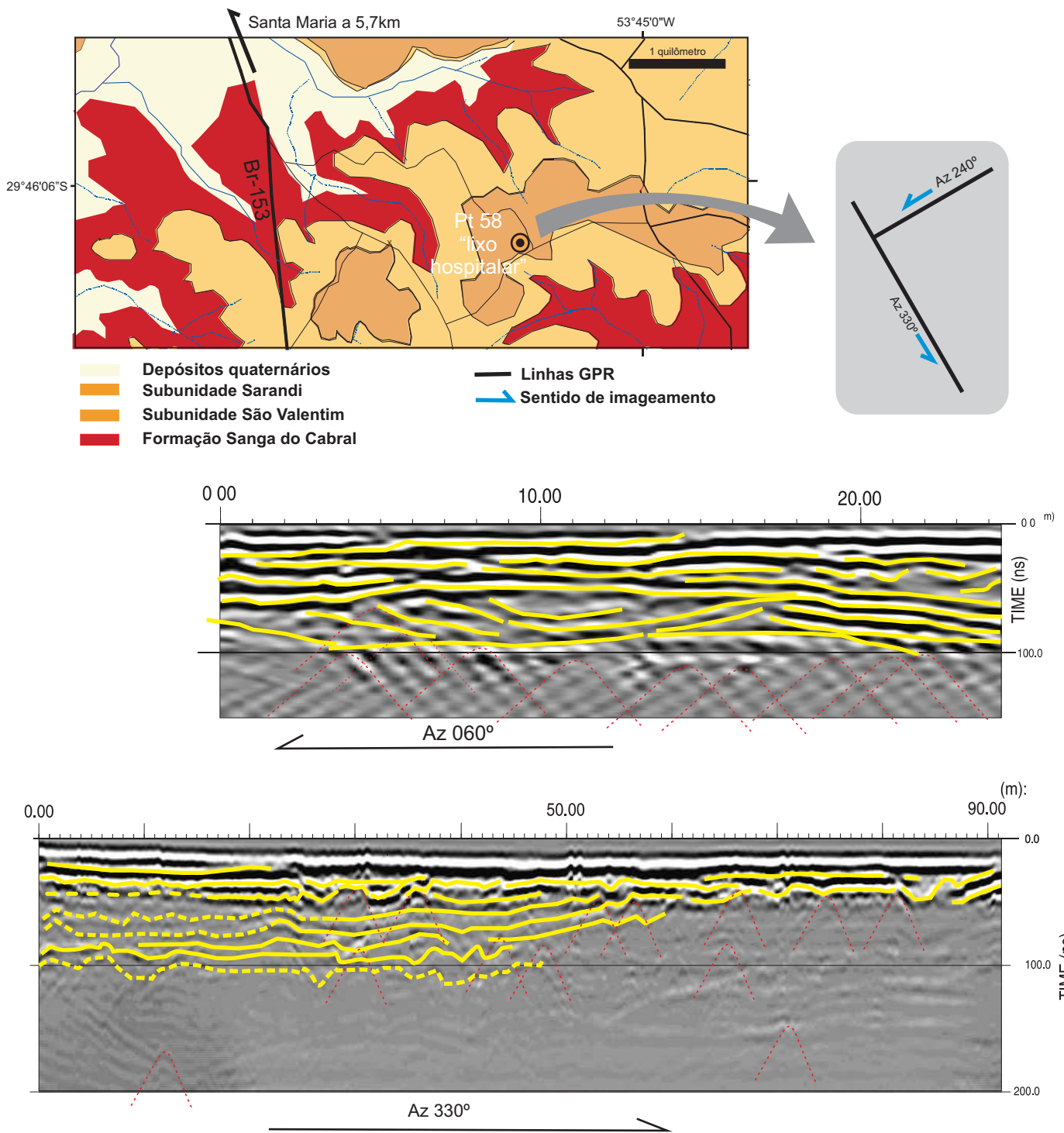


Fig. 3.44 - Localização e orientação das seções georadar: A) planta de situação e orientação das superfícies; B) seções georadar com delineamento dos principais refletor (em amarelo) que correspondem a superfícies de 3ª ordem da Fig. 3.48 . O padrão irregular das superfícies refletoras é resultado de difrações (em vermelho), possivelmente relacionadas com a proximidade do nível do lençol freático.

Formas de Leito Arenosas (SB)

São conjuntos de estratificações cruzadas acanaladas de arenito médio/fino. Podem ser agrupados em duas associações de fácies. A primeira ocorre no topo das barras dos estratos, identificadas por um padrão festonado bastante característico (Fig. 3.45a). Correspondem a um conjunto de arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (Stf), com intraclastos de pelito de 1 a 2 milímetros e estruturas de deformação intercaladas nos *sets*. Seus depósitos, de 5 a 15 centímetros de espessura, apresentam uma geometria interna definindo um conjunto de lentes amalgamadas de base côncava simétrica que gradam para lâminas de siltito e argilito com estruturas do tipo *dish* e *pillar*.

A segunda associação de fácies é um conjunto de arenitos médios a finos/muito finos, podendo ocorrer com estratificação cruzada acanalada de médio porte (Stm/Stf), com estruturas de fluidização e estratificação incipiente (Sm).

Formam corpos lenticulares delgados de base côncava, margens muito suaves, topo plano ou truncado pela camada sotoposta, distribuídos dentro dos estratos de forma complexa.

Tal associação de fácies também é observada com frequência nos afloramentos de pequenas dimensões da unidade, onde a litofácies dominante é a Sm, com estratificação incipiente. Nestes locais onde o padrão maciço é dominante, a geometria das camadas foi identificada somente pela base côncava das lentes arenosas, em que intraclastos são encontrados (Fig. 3.45b).

Interpretação

Superposição de dunas 3D e 2D geradas por variação de regime de fluxo do canal. Os depósitos do topo dos estratos podem ter sido gerados nas áreas rasas do topo das barras durante os estágios de vazante do canal. Já as lentes arenosas delgadas de base côncava podem representar formas de leito de preenchimento de canal (campo de dunas de Miall, 1996) e, no caso, representam os depósitos formados nas porções profundas dos canais ativos de canais de carga de leito arenoso e nas margens das dunas subaquosas. O padrão amalgamado seria resultado das variações de fluxo dentro do canal. Os intraclastos encontrados na

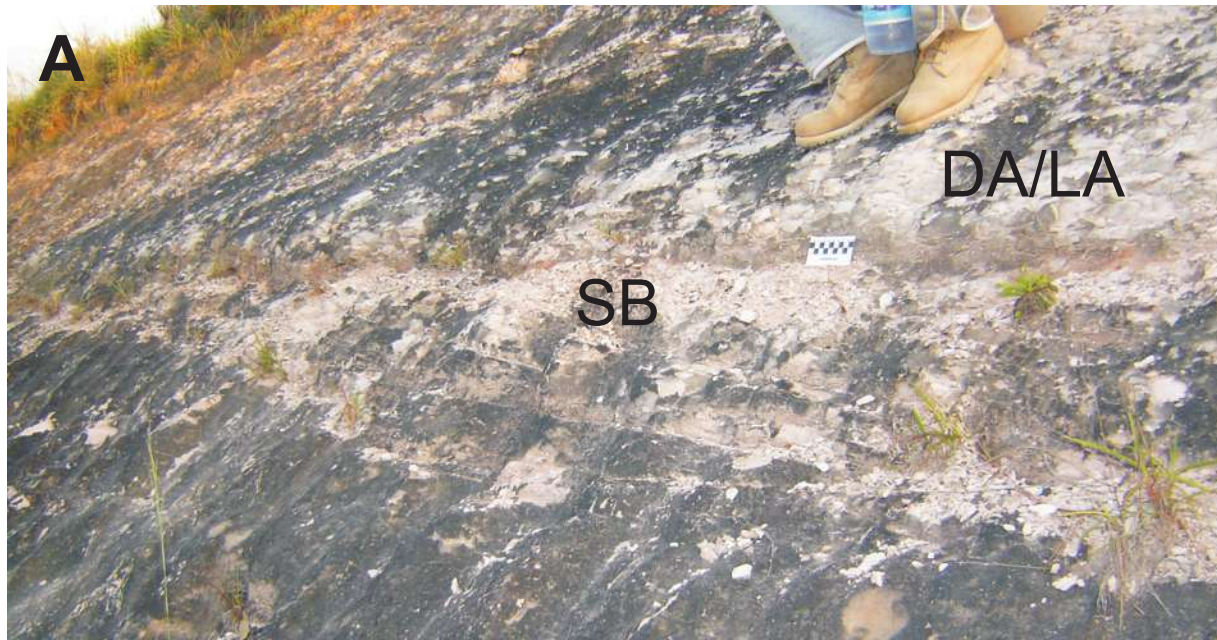


Fig. 3.45 - Elementos Arquiteturais SB: A) estratificação cruzada acanalada no topo de depósitos de DA/LA; B) vista em detalhe da estratificação cruzada acanalada (Stf) que compõe esta associação de fácies.

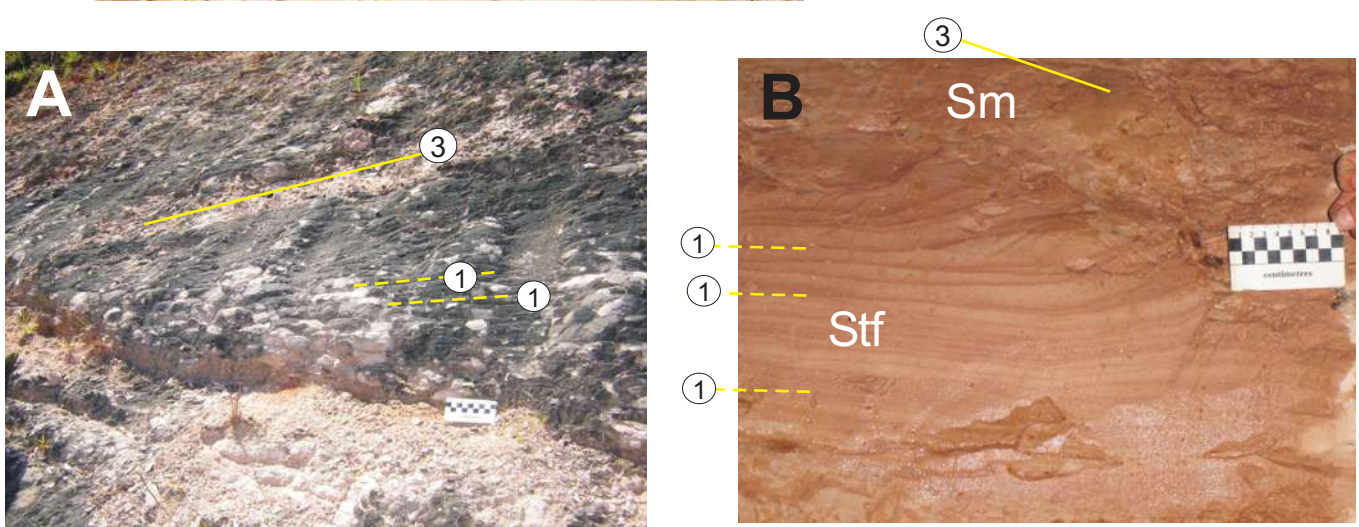


Fig. 3.46 - Elemento Arquitetural DA/LA: A) vista lateral ao mergulho das superfícies acrescionárias (1ª ordem), onde podemos observar uma superfície de 3ª ordem truncando as estruturas - o nível de fluidização/liquefação delimita a área onde a superfície está localizada; B) detalhe da figura anterior, onde a superfície de alteração foi removida, mostrando a relação de contato entre as superfícies de 1ª e 3ª ordem.

base destas lentes poderiam ter sido arrancados das áreas abandonadas do canal ou do topo das barras durante as cheias e episódios de avulsão.

Nos afloramentos de pequenas dimensões, a distinção entre os depósitos formados pelas formas de leito arenosas e as constituintes de depósitos de barra de canal não pode ser feita em função de não se identificar geometria de maior escala em os depósitos estão posicionados.

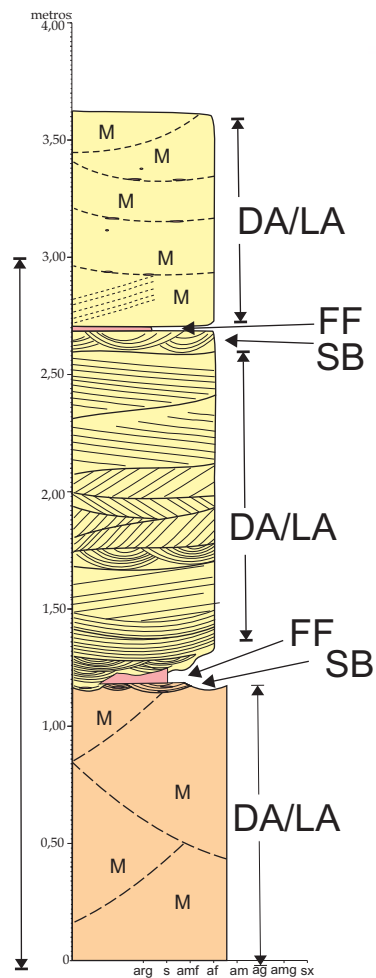
Macroformas Oblíquas (DA/LA)

Associação de fácies constituída de arenitos finos/muito finos com estratificação cruzada acanalada (Stf) depositados como *intrasets* organizados em lentes paralelas de forma convexa (superfícies de 1ª ordem) tangenciando a superfície erosiva basal (Fig. 3.46a). Na base dos depósitos, que correspondem a superfícies de 3ª ordem, ocorrem lentes de estratificação cruzada de pequeno porte, estruturas de fluidização (Fig. 3.46b) e marcas de sola.

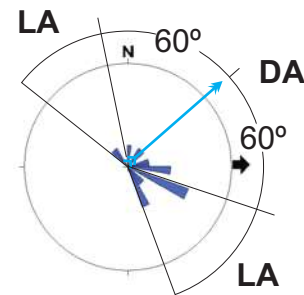
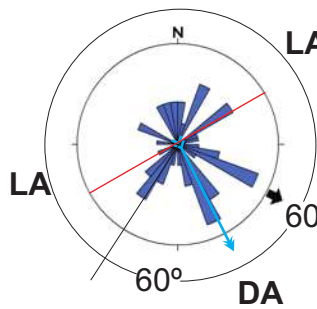
O topo das camadas encontra-se truncado por conjuntos de arenitos médios a finos (Stm) com estratificação cruzada de pequeno porte (Elemento SB) e icnofósseis (*Planolites isp.*) associados a depósitos maciços (Sm) (Fig. 3.47).

A geometria interna destes depósitos é complexa, variando conforme a geometria do estrato que o contém. As superfícies de 1ª ordem são truncadas por superfícies de contato difuso (3ª ordem), caracterizado pela presença de estruturas de carga associadas à liquefação/fluidização não homogênea (ver item 3.2.1.1). As superfícies apresentam formas côncavas, assimétricas, dispostas em padrão amalgamado. O padrão de paleocorrentes dos estratos mostra grande dispersão lateral e varia de acordo com o padrão geométrico apresentado pelos estratos, com o ângulo entre o vetor médio das paleocorrentes e das superfícies acrescionárias entre 40° a 45° (Fig. 3.47).

Já nos pacotes de geometria côncava/sinuosa, as geometrias internas apresentam formas variadas, desde côncavas assimétricas, como em conformidade com as superfícies basais do estrato. O ângulo entre o vetor médio das paleocorrentes e das superfícies acrescionárias é 3° (Fig. 3.48).



Nível C-5
paleocorrentes:
n: 47 vetor médio 118°
superfícies de acreção
n: 7 Vetor: 153°



Nível B-5
paleocorrentes
n: 16 Vetor: 89°
superfície de acreção
n: 2 vetor 49°

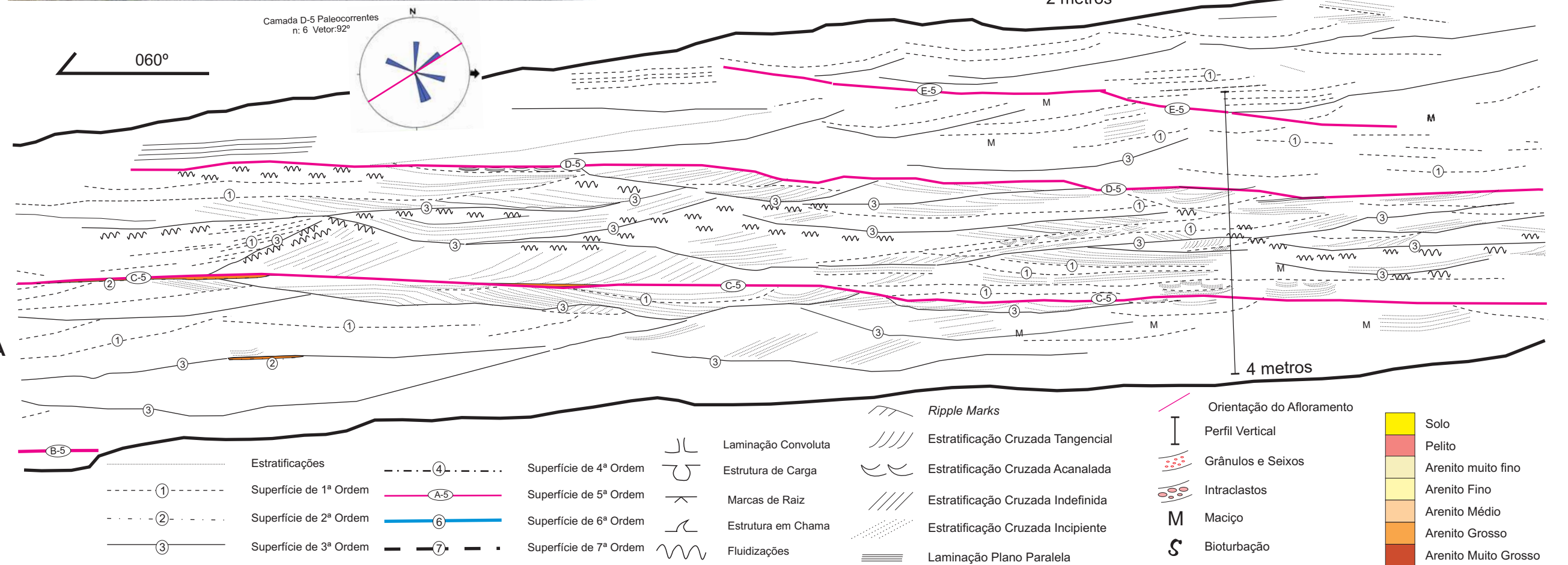


Fig 3.47 - Elementos DA/LA - observar a geometria tabular dos estratos, o padrão côncavo assimétrico das barras subaquosas, cuja base é limitada pelas superfícies de 3ª ordem, e a ampla dispersão das paleocorrentes.

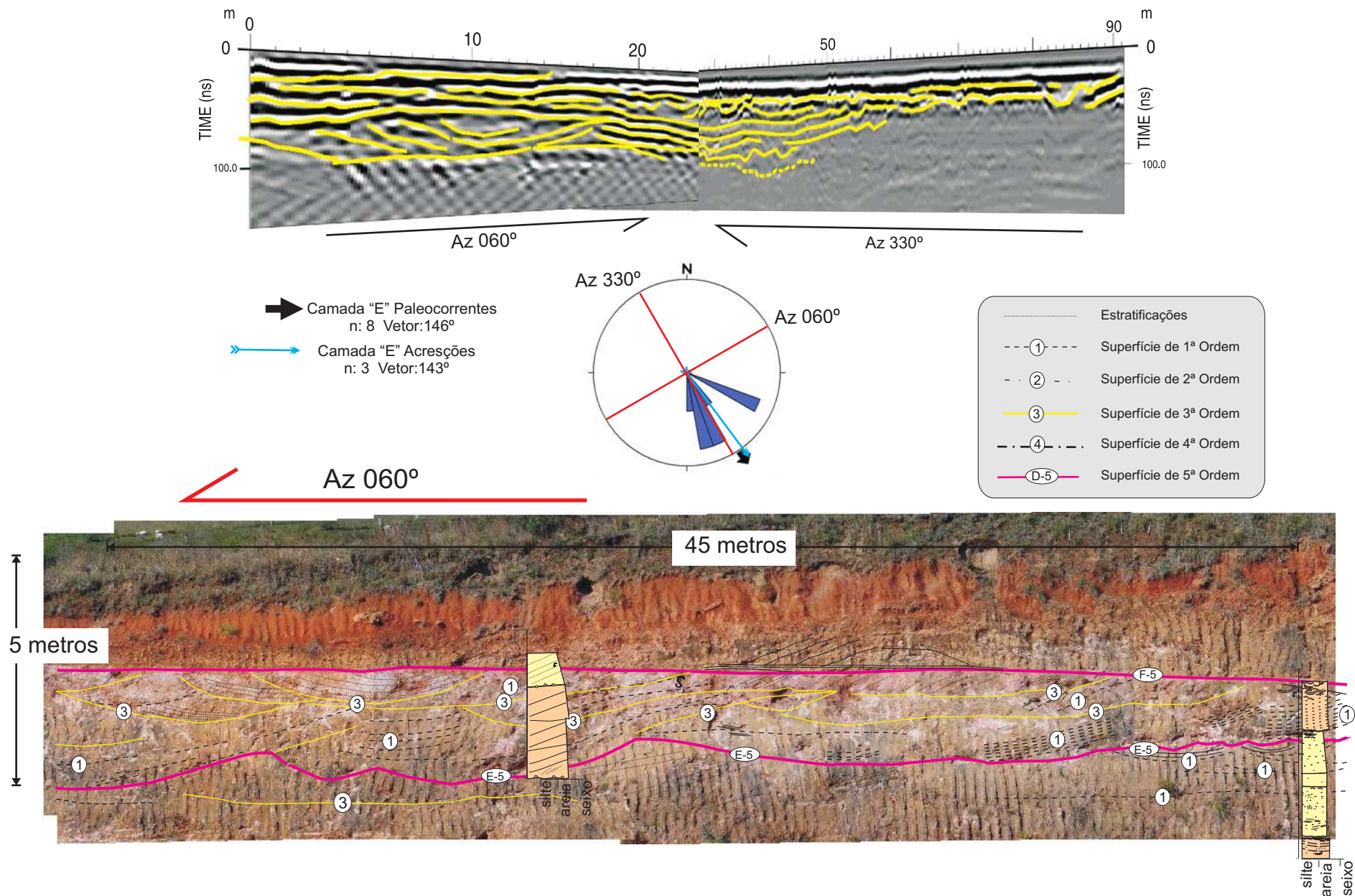


Figura 3.48 - Vista em perspectiva (pseudo 3D) da seções georadar (antena 100 Mhz) do afloramento 58: a) Notar geometrias côncavas da seção transversal e convexas da seção paralela ao fluxo (comparar com diagrama de palocorrentes do afloramento 20). b) Comparar os refletores observados em (a) com as superfícies de 3ª ordem em afloramento.

Os dados sugerem que os pacotes de geometria côncava/ondulada tenham uma agradação predominantemente frontal, enquanto que nos estratos tabulares têm uma agradação frontal, com um componente lateral.

Interpretação

A associação de fácies foi produzida por variações dos processos deposicionais de migração de macroformas. A conformidade das superfícies de 1ª ordem demonstra a relação genética existente entre elas e as caracteriza como um conjunto de superfícies acrescionárias que pertenceram a uma barra fluvial. Já as superfícies de 3ª ordem reconhecidas na organização dos *cosets* de estratificação cruzada acanalada representam os registros dos eventos de inundação do canal, quando variações do fluxo do canal causavam migrações da barra preenchendo os espaços vazios entre elas, amalgamando os depósitos de fundo de canal (SB). A complexidade destes padrões, se comparados com o intervalo inferior anteriormente descrito, sugere uma componente lateral pronunciada em um sistema que ainda era predominantemente frontal. A análise de paleocorrentes aponta para a mesma conclusão, tendo em vista a grande amplitude da distribuição das paleocorrentes e o ângulo entre o vetor médio das paleocorrentes e as superfícies de acreção associadas.

A grande amplitude das paleocorrentes, como as observadas no nível "C" da Fig. 3.47, pode estar relacionada à dispersão de fluxo causada pela migração de formas de leito durante os estágios de vazante do rio. Associações de fácies ligadas aos estágios de vazante do canal foram identificadas no topo das macroformas, formando conjuntos amalgamados com padrão festonado (SB). O fluxo estacionário resultante da erosão episódica pode causar incisão na barra fluvial ou no talvegue ou ainda preencher as depressões geradas durante os estágios de cheia do rio (ver item 2.3.2.2, Fig. 2.24).

Nos intervalos das lentes côncavas/sinuosas, o ângulo entre os vetores foi menor que 60°, indicando que a componente lateral desaparecia, com o crescimento das macroformas ocorrendo por agradação predominantemente frontal. Em função desta variação da componente lateral das macroformas, a classificação do intervalo é oblíqua (DA/LA).

Finos da planície de inundação (FF)

São lentes de siltito/argilito maciças ou finamente laminadas de 5 a 50 cm de espessura com extensões variando entre 0,10 e 2 metros (Fig. 3.49). Apresenta freqüente presença de estruturas de escape de fluidos (*dish* e *pillar*). Encimando o topo dos estratos, ocorrem as lentes arenosas (SB), formando camadas de pelito laminado (alternâncias de siltito e argilito) e maciço (FI, Fm) de 5-10cm de espessura formando conjuntos de 52 cm. No topo da unidade São Valentim, a associação de fácies apresenta uma camada de argilito maciço de 10 a 20 cm de espessura, que recobre tanto estes depósitos como dos depósitos de DA/LA sotopostos.

Interpretação

Corresponde a depósitos formados por processo de tração/suspensão produzidos por episódios de inundação no topo das barras subaquosas e áreas adjacentes aos canais ativos. A formação de uma camada de argilito, lateralmente extensa no topo da subunidade São Valentim sugere que o estágio final de deposição da sucessão foi marcado por condições de estagnação de fluxo do sistema fluvial.

Depósitos de Crevasse Splay (CS)

Formam depósitos tabuliformes de arenito muito fino/siltito, com estratificação acanalada formando *sets* de 10 cm de espessura e *ripples* (Stf e Sr; Fig. 3.50b), intercalados com lentes de argila finamente laminada (FI), formando ciclos granodecrescentes de 5 a 10 cm. A geometria externa dos depósitos é marcada pelo paralelismo das camadas que tangenciam a superfície basal em baixo ângulo (Fig. 3.50a). Camadas de pelito laminado (FI) de 20 a 50m com grande quantidade de estruturas de escape de fluidos (*dish*, *pillar*) ocorrem intercaladas com estes depósitos de *crevasse*.

Interpretação

A associação de fácies é identificada como o resultado de fluxos de expansão ou perda de poder de fluxo originado do canal ativo, quando parte da carga sedimentar do rio se alastra sobre a planície de inundação ou nos depósitos de



Fig. 3.49 - Elementos arquiteturais FF: A) contato das Subunidades São Valentim e Sarandi, onde esta associação de fácies ocorre associada aos depósitos de *crevasse splay* (CV).

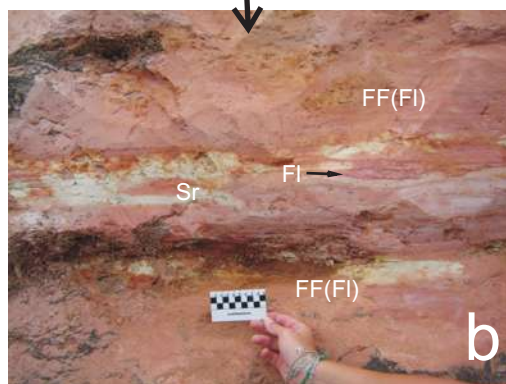


Fig. 3.50 - Elementos Arquiteturais CV: A) Vista geral do afloramento. B) detalhe da figura anterior mostrando a intercalação das camadas de arenito fino muito fino dos depósitos de *crevasse splay* com as lâminas siltico/argilosas deformadas.

preenchimento de canais abandonados (Miall, 1996). A formação de camadas convexas granodecrescentes pode ser interpretada como episódios de acreção (eventos sazonais) de descarga da carga sedimentar na planície de inundação.

3.2.3.3 - Sistema Depositional

As características faciológicas e arquiteturas identificadas ao longo da pesquisa sugerem que a Subunidade São Valentim representa um conjunto de faixas de canal com grande extensão lateral, desenvolvida por um sistema de canais móveis, a partir da deposição multiepisódica de sedimentos por pequenos canais e barras arenosas, gerados através de migrações sazonais rápidas e intermitentes (avulsões).

A geometria tabuliforme da superfície basal da subunidade, reconhecida nos registros de superfície e subsuperfície, sugere uma calha fluvial lateralmente ampla. A rede de canais que se implantou logo após a formação do paleovale fluvial se expandiu lateralmente por todo o perímetro da bacia, com a rápida erosão das vertentes, das soleiras geradas pelas falhas intrabaciais e da geometria dos canais incisivos originais.

Outro fator que favoreceu a geometria tabuliforme da superfície basal da Subunidade São Valentim foi a composição granulométrica pouco coesa, em que dominam arenitos finos do substrato (Formação Sanga do Cabral), o que potencializou a expansão do Sistema Fluvial São Valentim.

O limite inferior da unidade é definido por uma superfície erosiva de extensão regional que separa duas seqüências deposicionais, a Neopermiana Eotriássica (que inclui a Formação Sanga do Cabral) e a Meso-Neotriássica (Formação Santa Maria e intervalo inferior da Formação Caturrita). Assim sendo, o limite inferior da subunidade representa uma discordância regional que define um limite de seqüência e sua superfície limitante corresponde a uma superfície de incisão de vale fluvial (superfície de 7ª ordem de Miall, 1996).

Os limites e a posição da área de estudo na bacia sedimentar não foram reconhecidos. A granulometria média a fina sugere que a seção estudada localiza-se em uma posição distal da área fonte. Entretanto, a denudação em áreas

tectonicamente estáveis tende a apresentar valores baixos, dada a topografia pouco acidentada deste ambiente tectônico. A concentração de grãos de tamanho médio nos primeiros seis metros da deposição da subunidade está associada à aceleração gravitacional elevada que se seguiu após o evento inicial de geração da bacia. Com a redução da topografia das áreas-fonte devido à erosão, houve uma diminuição do volume e da granulometria do suprimento sedimentar. Portanto, o volume e o tamanho de grão de médio a fino encontrado nos depósitos pode ser reflexo da grandeza das forças gravitacionais que existiram nas vertentes e nos canais das áreas de produção de sedimentos clásticos da bacia (Zona 1 de Schumm, 1977).

Os dados de paleocorrente da Subunidade São Valentim mostram que o paleofluxo regional estava alinhado aos sistemas de falhas NNW-SEE que controlaram a abertura da depressão que alojou a seqüência deposicional Meso-Neotriássica. A rede de drenagem que permitiu a deposição da Subunidade São Valentim teria sua direção principal de fluxo no sentido longitudinal ao eixo da bacia.

O predomínio da geometria tabuliforme e as espessuras similares das faixas de canal da Subunidade São Valentim indicam que após o rebaixamento inicial do nível de base estratigráfico, a taxa de subsidência foi lenta e relativamente constante. As mudanças de padrão da geometria da superfície basal (planar para sinuoso/ondulado) representariam variações de pequena magnitude dessas taxas, possivelmente causadas pela movimentação das falhas lítricas relacionadas à formação do *graben*. O movimento das falhas teria causado também a deformação sinsedimentar das camadas do intervalo inferior da subunidade, gerando dobras convolutas.

Cada camada que compartimenta a subunidade representa geração de uma superfície de 5ª ordem, o que equivale a um intervalo de equilíbrio metaestável do sistema fluvial de Schumm (1977). Durante tais intervalos, os ajustes do sistema fluvial não são afetados por mudanças bruscas do gradiente, sendo que os controles deposicionais são do próprio sistema fluvial em função dos ajustes da dinâmica fluvial. Os principais seriam as variações da velocidade de fluxos, o transporte sedimentar e o processo de erosão e deposição do canal. Ciclos granodrecrescentes resultantes de controles autogênicos em sistemas fluviais entrelaçados já foram descritos em outros trabalhos (Wizevich, 1993; Godin, 1991, *in*: Miall, 1996). Na

escala intracanal, o empilhamento estratigráfico dos canais e macroformas em um sistema entrelaçado é produto da avulsão autogênica dos canais principais e secundários elevados pela aggradação das barras de canal. Seus depósitos apresentam ciclicidade interna, resultado da sobreposição de corpos arenosos multiepisódicos (Miall, 1996).

O estilo fluvial identificado dentro das faixas de canal, através da associação de fácies e da análise de paleocorrentes, sugere um sistema deposicional entrelaçado em um sistema de alta energia, em que o gradiente fluvial das faixas de canal foi no mínimo de 1,6%, segundo a classificação de Schumm & Khan (1973).

O estilo deposicional e as taxas de preservação das associações de fácies pouco variaram ao longo da sucessão. O intervalo inferior da Subunidade São Valentim caracteriza-se pela baixa preservação de finos de *overbank*, por macroformas de acresção frontal com no mínimo dois metros de espessura e geometria assimétrica, com o eixo longitudinal à direção de fluxo, levemente maior que o ortogonal.

Já a unidade superior da Subunidade São Valentim mostra uma maior dispersão das direções de fluxo, resultando num padrão complexo de deposição em que algumas vezes os limites entre os depósitos de preenchimento de fundo de canal e das barras de canal não são claramente definidos.

O padrão complexo da deposição das macroformas é similar. A acresção frontal das macroformas continua dominante no intervalo, mas com uma componente lateral mais acentuada, que desaparece nos canais côncavo/sinuosos de pequena extensão lateral. Os padrões observados foram correlacionados a variações do espaço de acomodação. Quando a subsidência está em taxas estáveis, a redução da granulometria é resultado da diminuição do gradiente do canal e, conseqüentemente, na descarga fluvial, conforme preconiza a equação de Lane (1955). Assim, o empilhamento das faixas de canal mostra uma tendência granocrescente ascendente, com as fácies mais distais sendo sobrepostas em função da aggradação do sistema fluvial. Isto corresponderia à superposição de faixas de canal de arenito fino/muito fino em camadas de geometria tabular.

Quando ocorrem episódios de incisão (corpos de geometria côncavo/sinuosa) a mudança abrupta de gradiente faz com que haja um aumento da carga sedimentar e

do tamanho médio do grão, resultante do aumento da descarga e da velocidade de fluxo, formando depósitos de preenchimento de canal de grão médio.

Pode-se afirmar que o aumento progressivo de finos (elementos CS e FF) é resultado desta correção do perfil de equilíbrio. A concentração dos depósitos, especialmente no topo da sucessão, sugere que ao final do episódio deposicional da Subunidade São Valentim ocorre um significativo aumento do espaço de acomodação por um período que permitiu a formação de uma lente de argilito que alcançou, em alguns locais, até 20 cm de espessura, o que, dentro da proposta de Martisen *et al* (1999), representaria uma superfície de expansão secundária dentro do Sistema Depositional Passo das Tropas.

A análise de paleocorrentes regionais e de afloramento, a associação de elementos arquiteturais sugerem a presença de um sistema fluvial entrelaçado perene, bastante similar ao *sandy braided Saskatchewan River* (Cant & Water, 1978), embora com posicionamento mais proximal dentro da bacia. As barras fluviais do intervalo inferior da subunidade São Valentim teriam em torno de 2 metros de altura mínima, cujo eixo longitudinal é maior que o transversal, como no exemplo da Fig 3.51 A. No caso do intervalo superior da Subunidade São Valentim, a grande amplitude das paleocorrentes sugere um sistema fluvial com grande dispersão de direções de migração das barras e canais fluviais, similar ao que é mostrado na Fig. 3.51B.

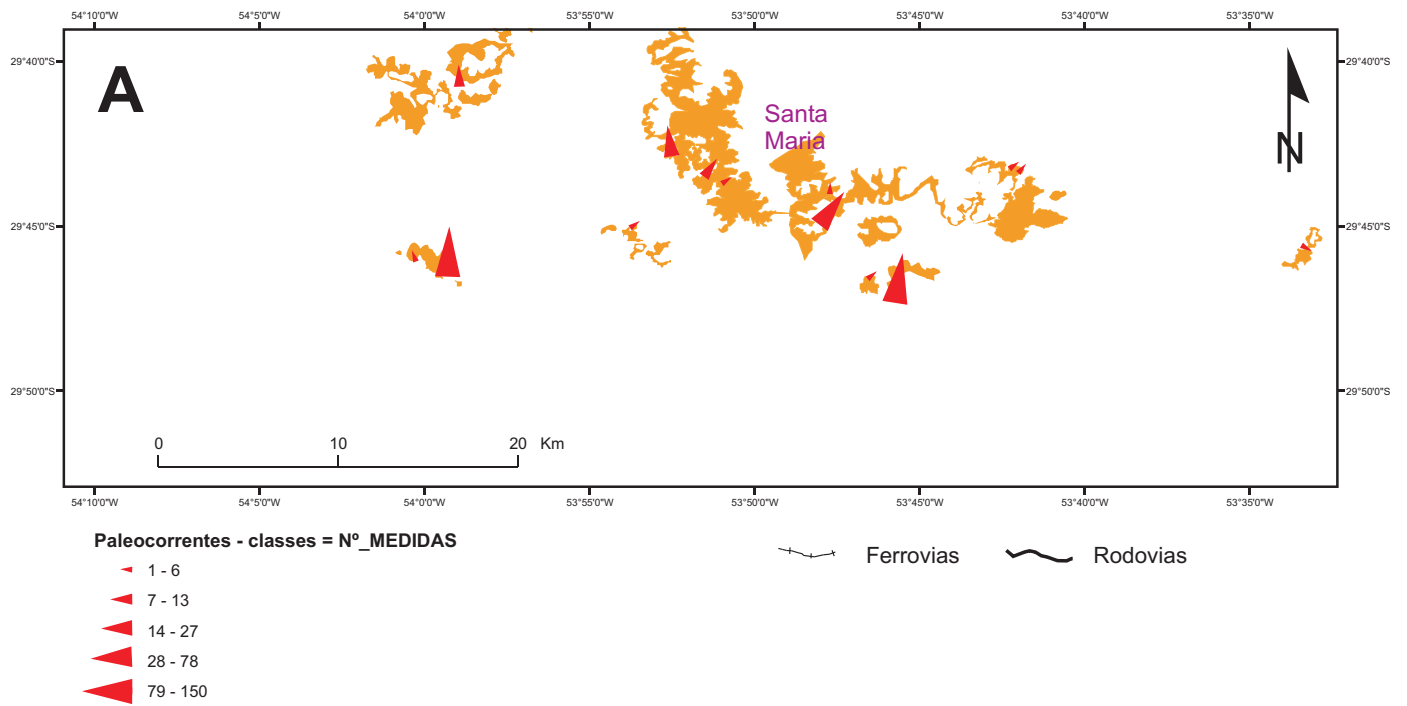
3.2.4 - Subunidade Sarandi

Tem aproximadamente 10 metros de espessura e 866,24 Km² de área aflorante. Sua base apresenta contato inferior erosivo, marcado pela presença de conglomerados intraformacionais e seu topo é abrupto com o Membro Alemoa. A direção de transporte sedimentar é dominante para NE (Fig. 3.52A).

Seu pacote arenoso define uma sucessão granocrescente ascendente, de aproximadamente 10 metros de espessura, cujas geometrias deposicionais e variações granulométricas dividem a unidade em questão em dois intervalos: o inferior (6-7 metros) apresenta uma superfície basal que se caracteriza pela presença de conglomerados intraformacionais (<1%) sobre os quais se depositaram



Fig 3.51: Sistema Depositional Passo das Tropas: análogos modernos: A) Subunidade São Valentim (inferior) - Matukituki south river (Nova Zelândia); B) Subunidade São Valentim (Superior) - Suth Saskatchewan river (Canadá); C) Subunidade Sarandi - Tikalika river (Alaska/EUA).



Sub unidade
Sarandi

Subunidade
São Valentim

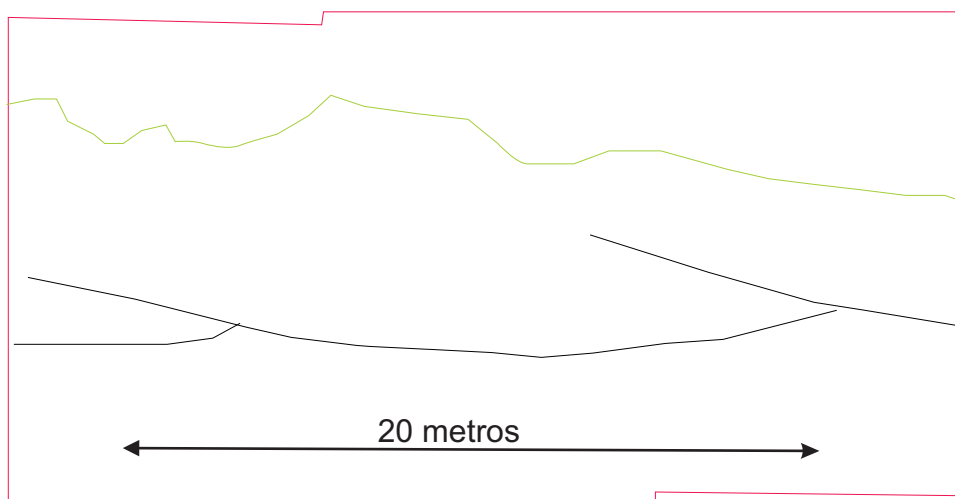


Fig. 3.52- Subunidade Sarandi -A) Mapa de localização das áreas aflorantes e de distribuição geral das paleocorrentes da Subunidade Sarandi. B) Lentes amalgamadas de arenito do intervalo inferior da Subunidade Sarandi.

arenitos de tamanho de grão muito grosso a grosso (90%) e arenitos médios (10%), com finos muito subordinados (<1%) preenchendo camadas lenticulares de base côncava (Fig. 3.52B); o superior é constituído por arenitos grossos (15%), médios (55%) e pelitos (30%). Os arenitos estão organizados em lentes amalgamadas biconvexas de 2 metros de espessura a 16 metros de largura, intercalados com lentes côncavas síltico/argilosas de 1 metro de espessura e extensão variada (ver Fig. 3.56).

3.2.4.1 - Associação de litofácies do intervalo inferior

Canal (CH)

Corresponde a um grupo de lentes de arenito de tamanho de grão muito grosso a grosso de base erosiva côncava e topo ondulado de aproximadamente 4 metros de espessura e 28 metros de largura. A superfície erosiva basal da unidade é delineada pela junção dos limites inferiores das lentes arenosas, resultando em uma superfície erosiva regionalmente identificada que define o limite entre a Subunidade São Valentim e a Subunidade Sarandi. Esta superfície trunca os depósitos de finos do topo da unidade sotoposta, sendo que o material erodido forma depósitos de conglomerados intraformacionais (Gm) com intraclastos de 10 a 40 cm de diâmetro (Fig. 3.53).

O topo das lentes arenosas individuais é definido pelo contato erosivo entre camadas lenticulares de arenito médio de menor envergadura - Elem. SB(CH) - com lentes arenosas sobrejacentes de arenito muito grosso a grosso de base côncava.

A organização interna dos estratos se caracteriza por um padrão côncavo simétrico ou sigmoidal, dependendo do corte do afloramento, em que superfícies de diferentes hierarquias deposicionais (superfícies limitantes de 1ª, 3ª e 5ª ordem) refletem a geometria da superfície da camada basal.

Caracteristicamente, nas seções transversais à direção de fluxo, todos os conjuntos de superfícies de diferentes hierarquias apresentam formas côncavas ou simétricas que mostram conformidade com a superfície basal da lente arenosa; nas seções próximas à direção transversal do fluxo estes padrões se repetem, com uma tendência a tangenciar a superfície hierarquicamente superior que ocorre na base.

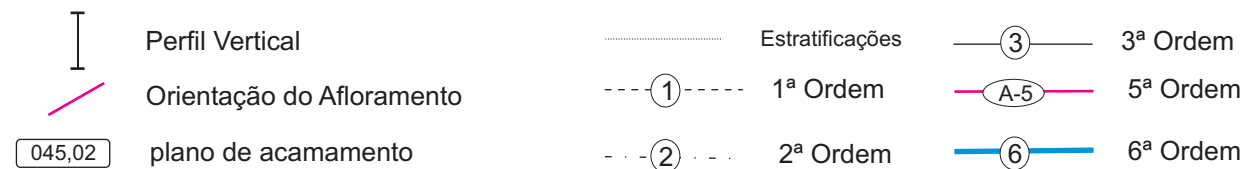
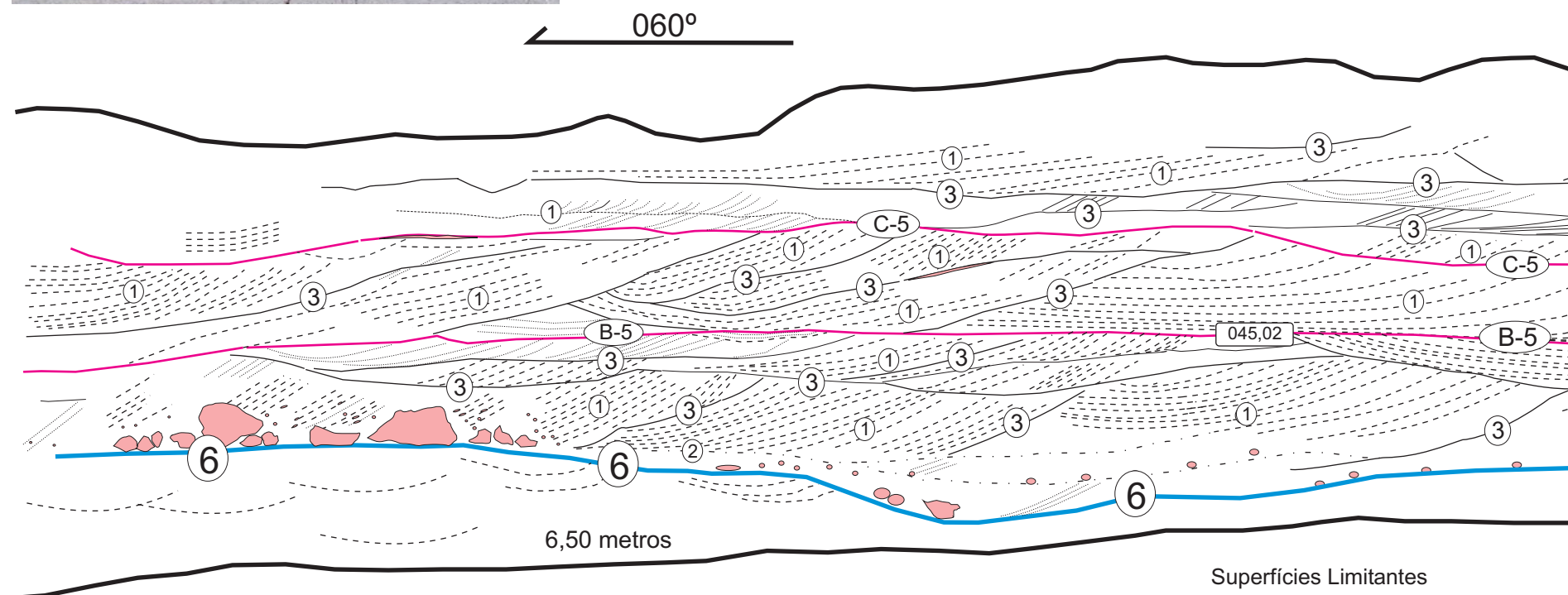
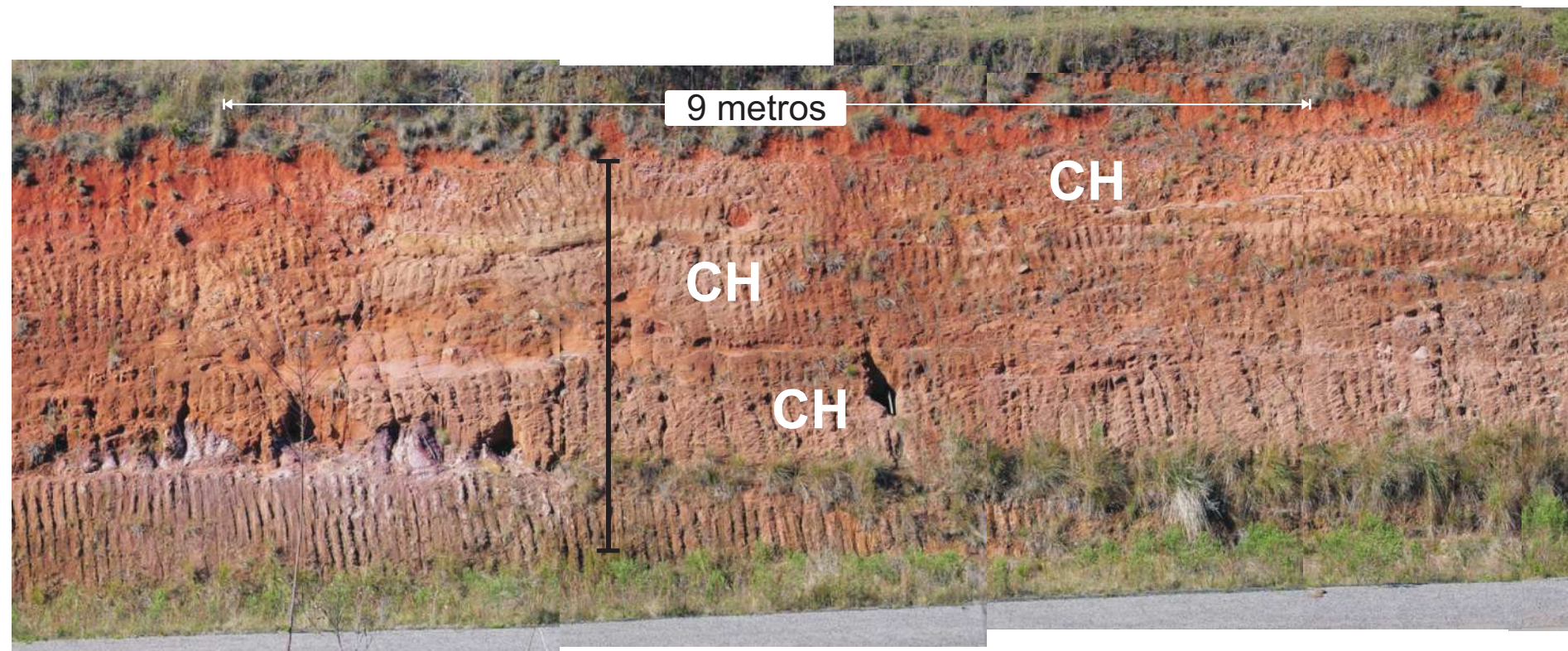
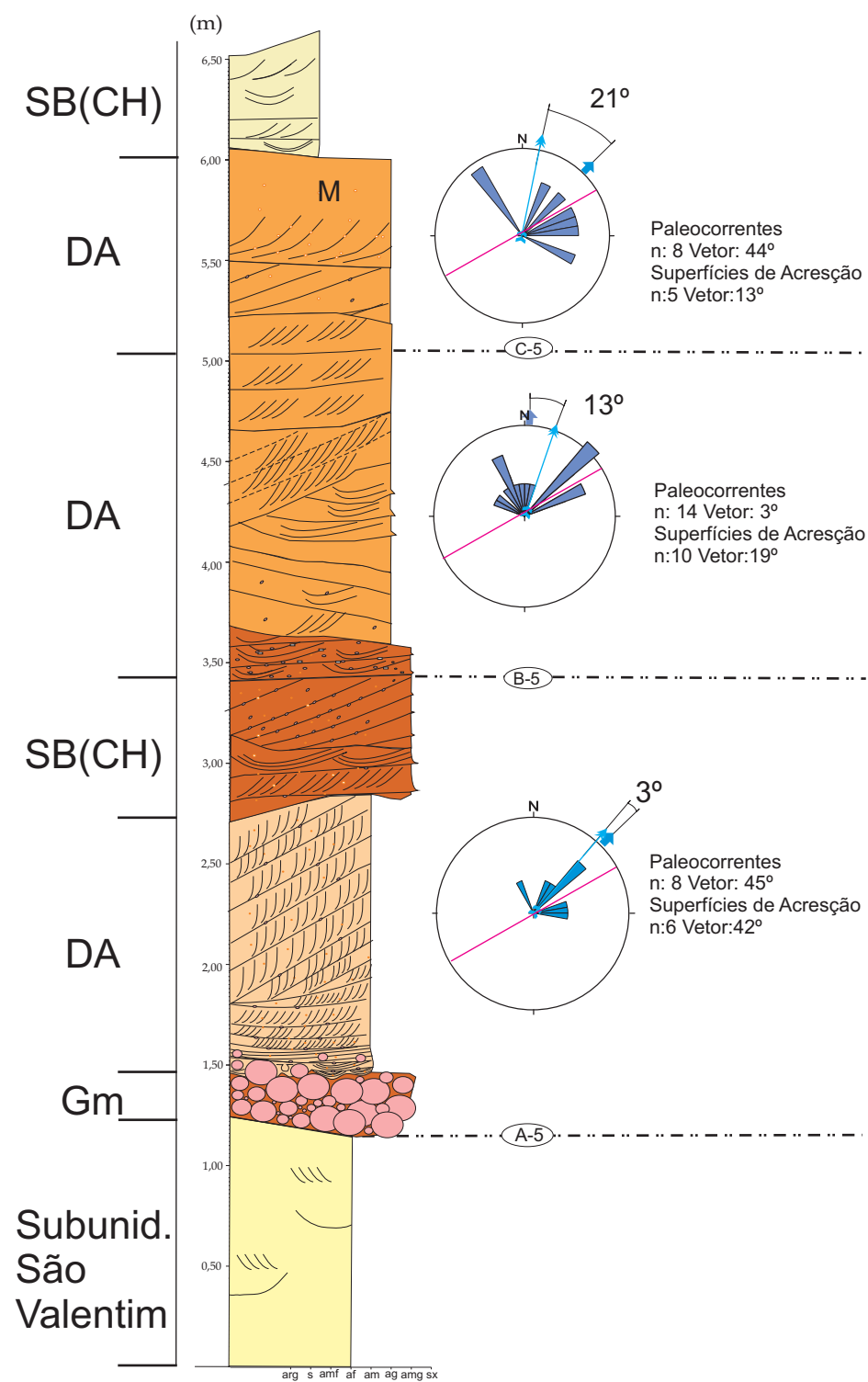


Fig. 3.53 - Subunidade Sarandi - Elemento arquitetural Canal (CH) - as superfícies erosivas de fundo de canal são delineadas em vermelho e, em azul, o contato com a Subunidade Sarandi. Reparar também na geometria lenticular dos corpos arenosos (geometrias internas e externas do elemento DA) e no nível de megaintraclastos (Litofácies GM).

A análise de paleocorrentes mostra que o elemento apresenta um vetor médio NE com pequena amplitude na dispersão das paleocorrentes.

As associações de fácies que compõem o elemento arquitetural Canal é Gm>Stg>Stm>Fm. As litofácies estão organizadas dentro dos elementos arquiteturais SB, SB (CH), DA e FF e serão descritos a seguir.

Depósitos de topo de barra - SB (CH)

Ocorrem truncando o topo dos canais maiores, com uma geometria basal em forma de lente côncava nos arenitos MG-G (Fig. 3.54). Truncam os corpos lenticulares de canal no topo e internamente reproduzem a mesma organização geométrica externa, com estratificações cruzadas acanaladas (Stg, Stm) empilhadas em superfícies de 1ª ordem que reproduzem a geometria basal da camada (superfície de 3ª ordem).

Interpretação

Representam a superposição de dunas 3D e 2D geradas por variação de regime de fluxo do canal. As associações de fácies são geradas nas áreas rasas do topo das barras durante os estágios de vazante do canal.

Formas de Leito Arenosas - (SB)

Ocorrem nos afloramentos de pequenas dimensões da unidade. Caracterizam-se por apresentar um conjunto de lentes amalgamadas de grão muito grosso a grosso com freqüente presença de intraclastos. Internamente, são constituídas por estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, organizadas em camadas de geometria convexa e/ou sigmoidal.

Interpretação

Superposição de dunas 3D e 2D geradas por variação de regime de fluxo do canal. Nos afloramentos de pequenas dimensões não é possível observar a geometria de maior escala a que os depósitos estão associados e identificar a relação entre este e os demais elementos constituintes dos depósitos de preenchimento de canal.

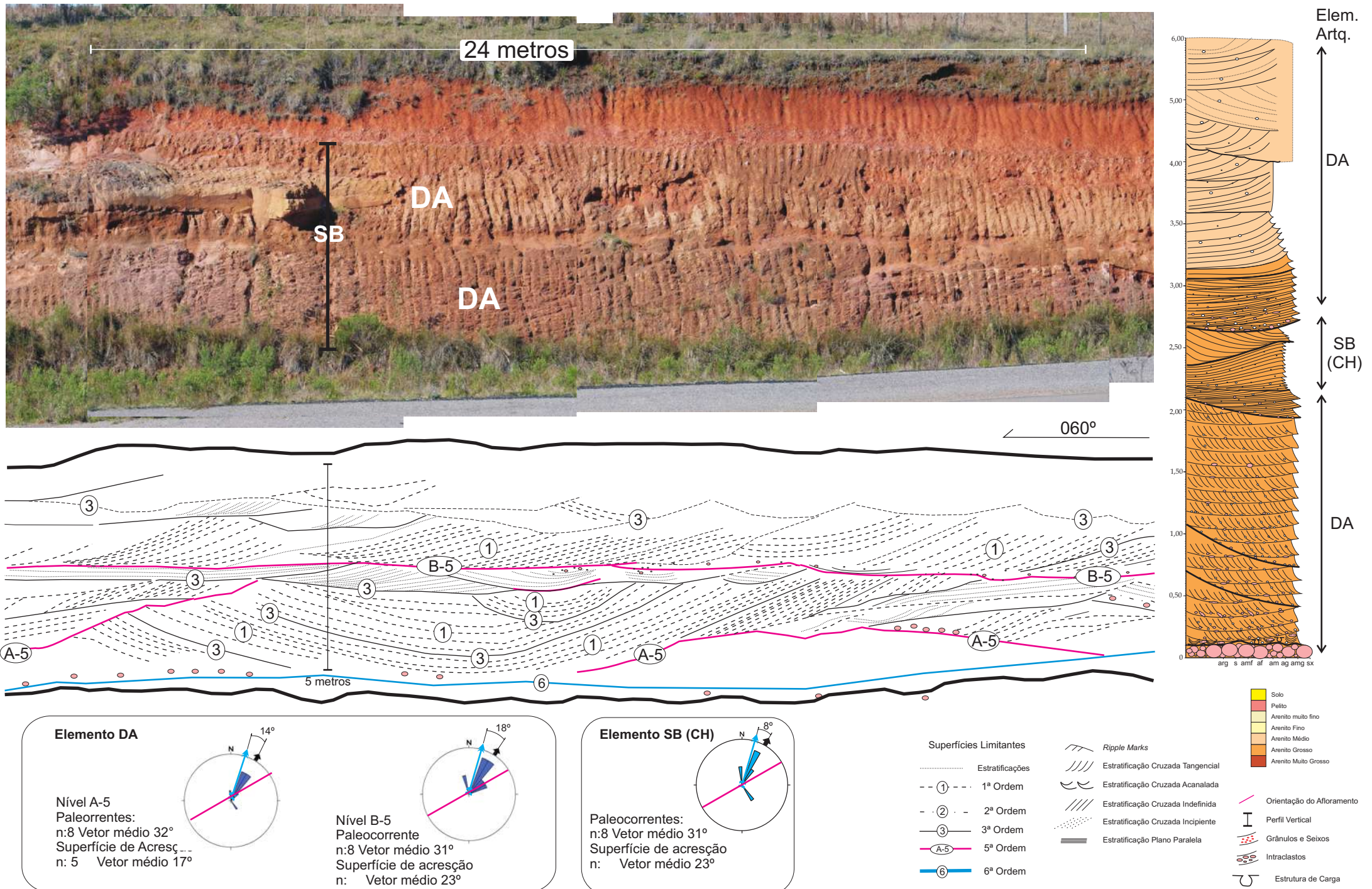


Fig. 3.54 - Elementos Arquiteturais DA - Observar o padrão côncavo das superfícies de 1ª, 3ª e 5ª ordens.

Macroformas de Acresção Frontal (DA)

Associação de fácies constituída por arenitos de grão muito grosso a médio, em que domina o intervalo de grão grosso com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (Stg e Stm) e a presença de intraclastos alinhados nos *foresets* e nos *sets*. Os arenitos são depositados como *intrasets* em camadas com forma convexa e sigmoidal em conformidade entre si, definindo um padrão monótono que reproduz a geometria da superfície basal do depósito (Fig. 3.53).

Alinhamentos de intraclastos formando conglomerados intraformacionais (Gm) são característicos da superfície erosiva basal, especialmente quando ocorrem truncando a camada de argilito do topo da subunidade São Valentim. O truncamento causado pela erosão e preenchimento de depósitos de topo de barra (SB (CH)) formou uma superfície de padrão ondulado.

A espessura dos depósitos é de 2 a 3 metros, aproximadamente 24 metros na seção longitudinal e 15 metros da seção transversal à direção do paleofluxo. Os arenitos estão empilhados na forma de ciclos granodecrescentes ascendentes, variando de tamanho de grão calhau a médio. Os ciclos são subdivididos em intervalos menores, que se iniciam a partir de superfícies erosivas (superfície de 3ª ordem), que truncam as camadas de arenito (superfícies de 1º ordem). A base das superfícies de 3ª ordem apresentam intraclastos de argilito de tamanho calhau e seixo. A geometria das superfícies de 3ª ordem reproduzem a geometria das superfícies de 1ª ordem sobrejacentes.

A amplitude das paleocorrentes é de 50° a 60° e seu vetor médio é concordante com o mergulho das superfícies de 1ª ordem, com variação máxima de 17°.

Interpretação

A associação de liofácies descritas é produto da variação de processos deposicionais relacionados à migração de barras subaquosas de acresção frontal, geradas em um canal de profundidade mínima de 2 m. As superfícies de 1ª ordem foram geradas pela migração de formas de leito 3D (litofácies Stg, Stm) sobre a superfície da barra. O relativo paralelismo destas superfícies demonstra que o

regime de fluxo que as gerou é dinamicamente relacionado. As superfícies de 3ª ordem que truncam os depósitos representam reativações ocasionadas pela mudança da velocidade de fluxo resultante da variação do nível de água do canal. O paralelismo das superfícies de 1ª e 3ª ordens e o ângulo entre o vetor médio da paleocorrente e o mergulho das superfícies de 1ª ordem sugere que a agradação das macroformas foi predominantemente frontal, permitindo classificá-las como macroformas de acreção frontal (DA).

Finos de planície de inundação – FF

Correspondem a lentes de 2 a 5 centímetros e de pequena extensão lateral. São bastante raras neste depósito e, quando identificadas, ocorrem no topo dos elementos arquiteturais SB (CH) ou como intraclastos nas litofácies Stm e Stg dos depósitos das macroformas. A distribuição dos intraclastos reduz em direção ao topo do intervalo, ficando praticamente ausentes da composição dos arenitos do topo.

Interpretação

Representam processos de suspensão/tração pela deposição de siltitos argilosos laminados durante os episódios de inundação de áreas adjacentes nos canais ativos. A distribuição de intraclastos na seqüência sugere que parte deles pertenceu aos finos depositados no topo da Subunidade São Valentim. Durante o episódio de implantação da rede de drenagem que depositou os litotipos do intervalo inferior da Subunidade Sarandi, este material foi erodido e incorporado à composição dos arenitos.

3.2.4.2 - Associação de litofácies do intervalo superior

Canal (CH)

Seus depósitos de preenchimento formam camadas lenticulares de base côncava, cuja forma pode variar conforme a constituição litológica das margens. No afloramento do ponto 200 (Fig. 3.55) são observados canais de margens suaves, quando truncam depósitos arenosos pouco coesivos, e formas íngremes e

assimétricas, quando cortam depósitos finos. O limite inferior dos canais é erosivo, caracterizado pela presença de seixos e grânulos de quartzo e quartzito.

O elemento apresenta de 20 a 30 metros de extensão transversal, de 25 a 30 metros de extensão longitudinal à direção de paleofluxo e tem de 1 a 1,5 metros de espessura.

A presença de uma camada de arenito amalgamado na base do afloramento (El. Arquitetural SB) sugere que os corpos podem estar encaixados em uma superfície erosiva maior, não aflorante. Contudo, o levantamento Georadar no assoalho do afloramento mostrou geometrias similares às observadas no afloramento abaixo da camada arenosa (Fig. 3.56c), o que sugere que o sistema fluvial do intervalo observado se desenvolveu através da superposição e amalgamação de canais de dimensões similares às observadas no afloramento. Logo, os elementos SB ali encontrados são associados a depósitos de macroformas (DA/LA), que serão discutidos nos itens seguintes

Internamente, os canais se apresentam compartimentados por lentes arenosas de geometria variável e lâminas pelítico/argilosas, cada uma formando lentes biconvexas ou côncavas que definem o padrão de distribuição granulométrica da exposição rochosa.

Os limites de topo dos canais podem ser erosivos, em função da deposição de um canal sobrejacente, ou concordante, quando a cavidade do canal está preenchida pelos depósitos siltico/argilosos laminados.

Formas de Leito Arenosas (SB)

Correspondem ao elemento dominante nos afloramentos pequenos e são encontradas também na base do maior afloramento do intervalo (Fig. 3.55 e 3.56). Contém arenitos médios a conglomeráticos, com grânulos de seixo e de quartzo, na forma de estratificações cruzadas acanaladas (Stm) ou planas (Sp) de pequeno a médio porte. Formam conjuntos amalgamados, com camadas de 1 a 1,5 metros de espessura aflorante. Nos pequenos afloramentos, não foi possível reconhecer sua relação com os demais elementos arquiteturais e, no ponto 200, camadas similares foram reconhecidas dentro das associações de fácies descritas com elementos DA/LA.

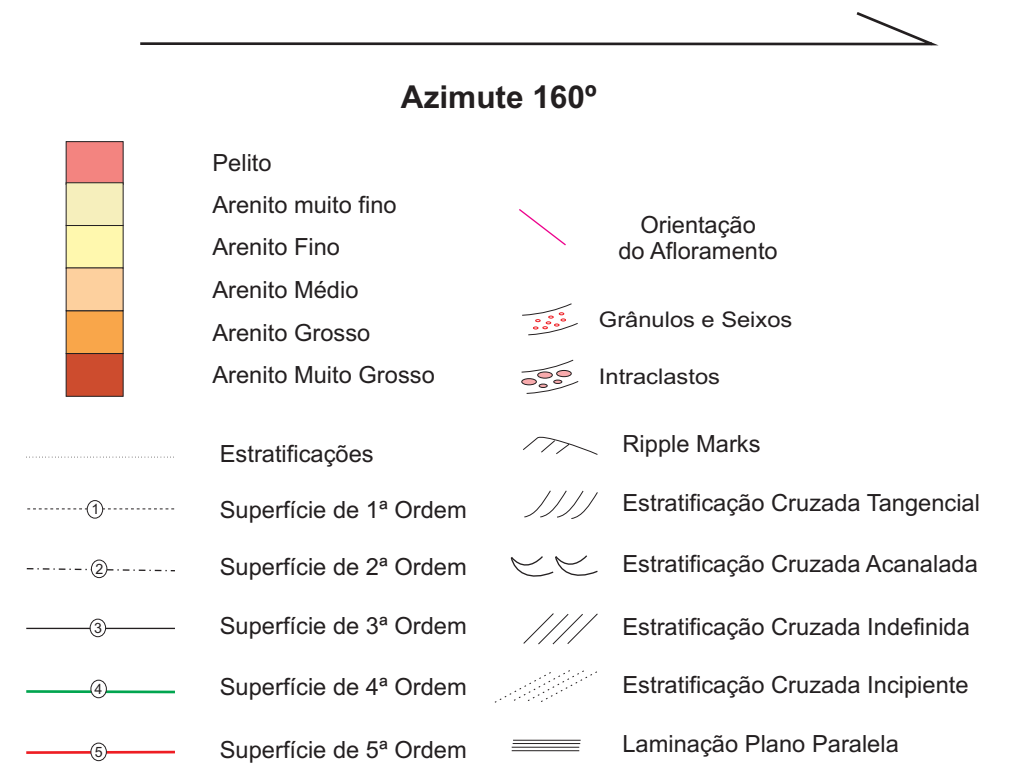
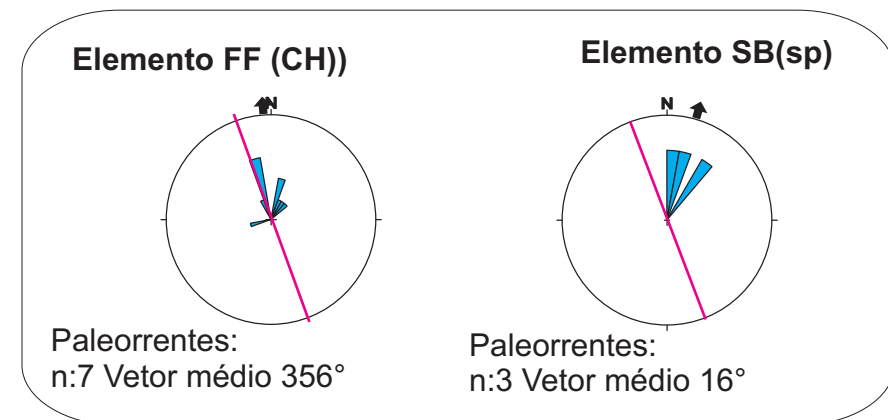
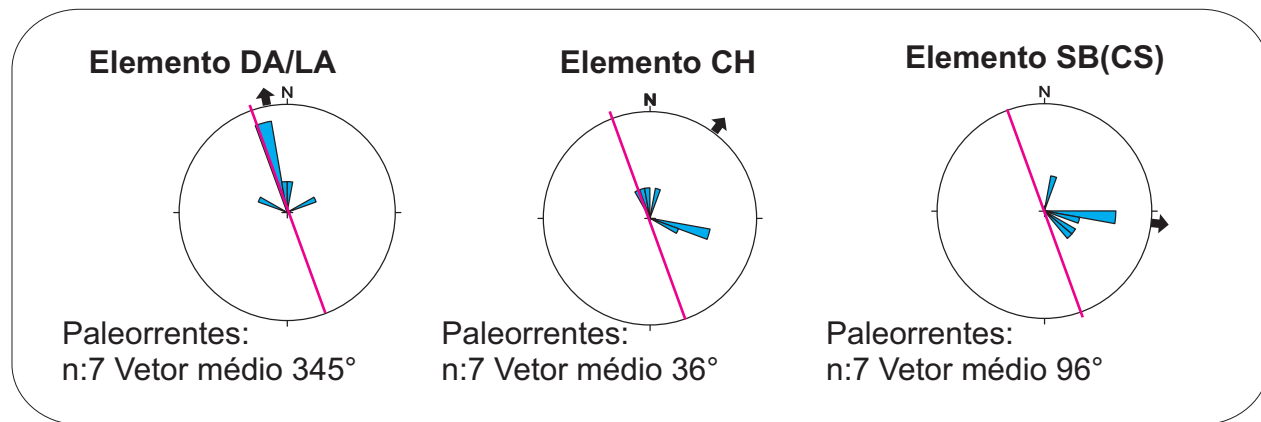
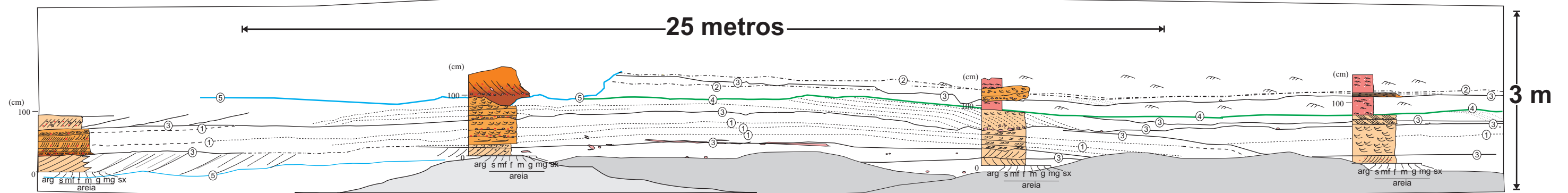
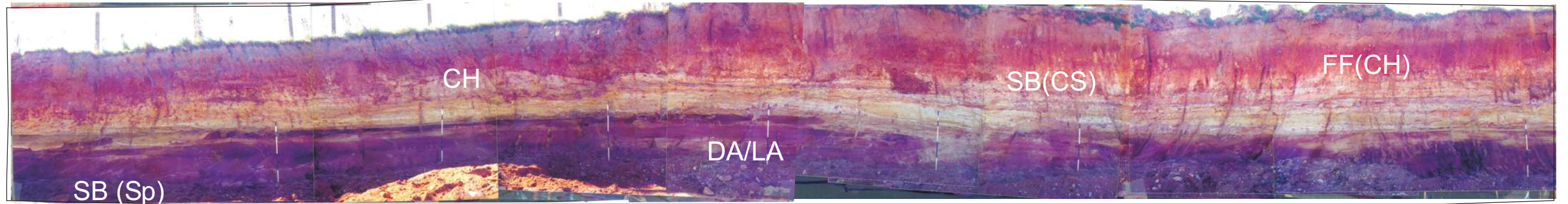


Fig. 3.55 - Intervalo Superior da Subunidade Sarandi - elementos arquiteturais. Observar as geometria convexa do topo da macroforma (DA/LA) na seção (perpendicular ao fluxo) e da margem do Elemento Canal (CH). Compare o vetor médio das paleocorrentes dos elementos CH e SB(CS).

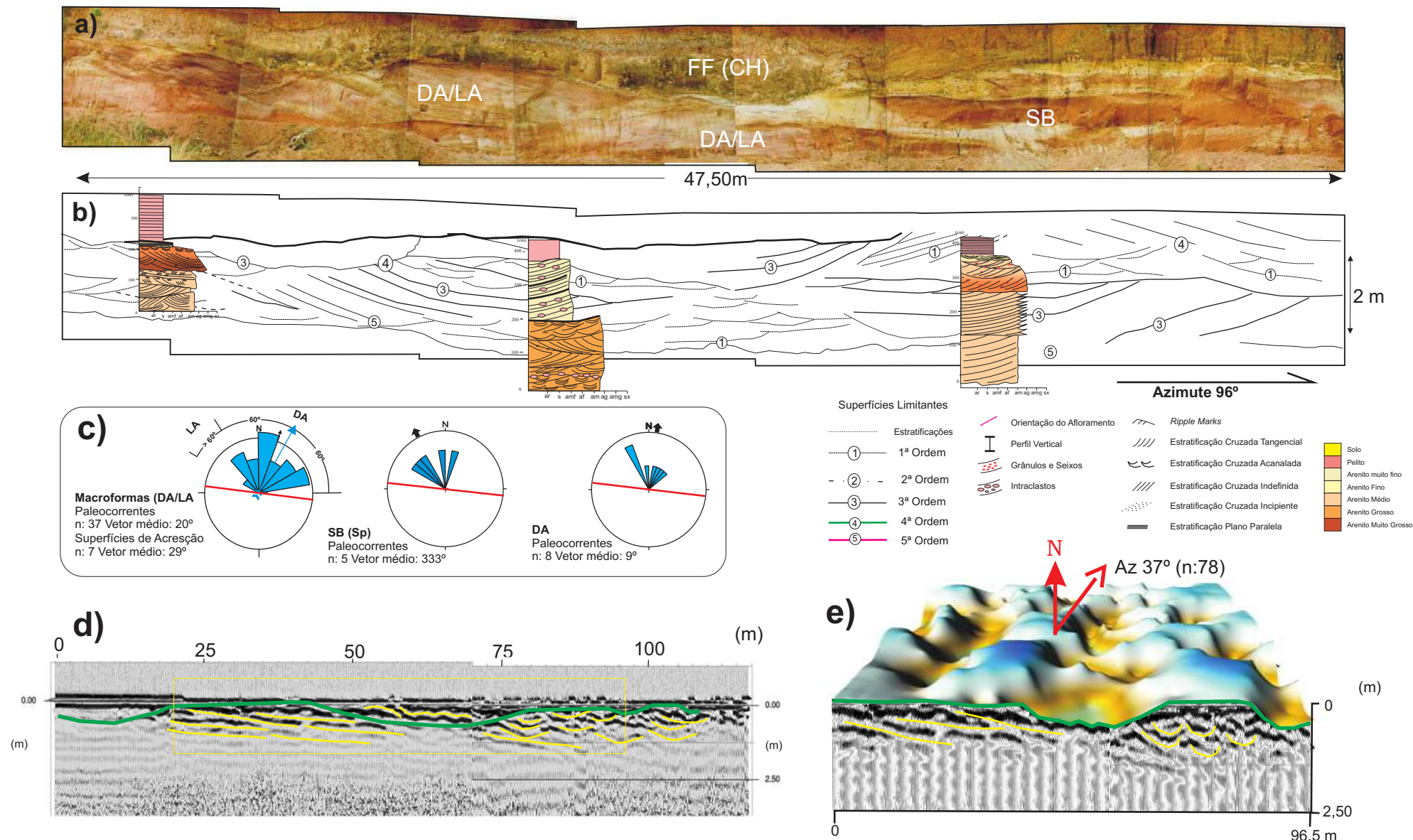


Fig. 3.56 - Elementos arquiteturais da unidade superior da Subunidade Sarandi. a) vista do afloramento, com localização dos elementos arquiteturais e abaixo, diagrama de paleocorrentes das barras subaquosas, mostrando o padrão de dispersão do fluxo; b) seção subsuperfície (antena 100 Mhz) onde se observa os padrões festonado e paralelo das radarfácies correlacionadas às superfícies de 3ª ordem dos elementos DA/LA e FF(CH); d) modelo 3D da malha GPR (10 seções W-E) a partir da superfície delineada em verde (superfície de 4ª ordem, mostrando a disposição das barras (elevações) e canais (depressões) orientadas segundo a direção de fluxo do afloramento (seta vermelha).

Interpretação

Superposição de dunas 3D e 2D geradas por variação de regime de fluxo do canal. Poderiam representar campos de dunas de preenchimento de canal (Miall, 1996), caso em que representariam as porções profundas dos canais ativos de canais de carga de leito arenoso. Nos afloramento de pequenas dimensões, a distinção entre as formas de leito arenosas e as constituintes de depósitos de barra de canal não pôde ser feita em função de não se identificar geometria de maior escala em que estes depósitos estão posicionados.

Acresções Oblíquas DA/LA

Seu limite inferior é erosivo e o superior é conforme com os depósitos dos elemento arquiteturas FF (Fig. 3.55). Caracterizam-se por arenitos médios a grossos que apresentam arenitos com estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte (Stm) e arenitos com estratificação cruzada planar (Sp). Os arenitos de estratificação cruzada acanalada formam depósitos de 1 a 1,5 metros de espessura. As camadas superpostas, cujos limites definem superfícies de 1ª ordem, são emparelhadas, definindo padrões geométricos, que podem ser de tipo subparalelo ou sigmoidal, dependendo se o corte do afloramento é no sentido próximo à seção longitudinal ou transversal à direção de fluxo.

As superfícies de 1ª ordem tangenciam superfícies erosivas de 3ª ordem, identificadas pela base erosiva de forma ondulada e rica em intraclastos pelíticos, gerando formas convexas de aproximadamente 30 metros, nos cortes próximos à direção longitudinal, e de aproximadamente 20 de largura no sentido transversal ao fluxo.

Os arenitos com estratificação cruzada planar (Sp) têm 10 a 30 cm de espessura, com *foresets* definidos por níveis de grão grosso e intraclastos. O *set* tem mais de 10 metros de extensão e no seu topo ocorrem conjuntos de estratos de pequeno porte de estratificações cruzadas acanaladas.

A análise das paleocorrentes das estratificações cruzadas acanaladas apresenta uma grande dispersão em relação às superfícies de 1ª ordem associadas. De modo geral, as superfícies de 3ª ordem separam episódios em que os ângulos

entre o vetor médio das paleocorrentes e as superfícies de 1ª ordem se alternam, com valores menores ou superiores a 60° (Fig. 3.55 e 3.56).

Interpretação

A associação de fácies foi produzida por variação dos processos deposicionais de migração de macroformas. Os *foresets* planares foram produzidos pela migração de formas de leito 2D, em regime de fluxo inferior. Correspondem às barras unitárias (*longitudinal bar*, *scroll bar*, *chute bar* e *lobes*; Ashley, 1990) que ocorrem no canal, resultantes de controles hidráulicos locais, como mudança da profundidade do canal ou do seu fluxo. Elas registram erosões episódicas, rápidas e intermitentes e sua identificação, associada aos depósitos de acreção de barras subaquosas indicam episódios múltiplos de inundação fluvial (Bridge, 2003).

As superfícies de 3ª ordem reconhecidas na organização dos *cosets* de estratificação cruzada acanalada representam os registros dos eventos de inundação do canal no qual a barra progradava. O padrão oblíquo observado sugere que, ao contrário do que foi registrado no intervalo inferior da subunidade, o sistema aqui apresentava um componente lateral somado à agração frontal apresentada pela macroforma. O paralelismo das geometrias internas e sua conformidade com a geometria de topo são diagnósticas para definição de uma macroforma (Miall, 1985) e representa uma superfície de 4ª ordem. Os dados permitem classificá-las como macroformas de acreção oblíqua (DA/LA).

Litofácies pelíticas canalizadas FF(CH)

Correspondem a lentes de siltito/argilito maciças (Fm) ou finamente laminadas (FI), intercaladas com camadas de arenitos com marcas de corrente (Sr), com espessuras laterais em torno de 1 metro e extensões laterais superiores a 10 metros. Sua superfície basal está em conformidade com as margens dos canais e seu topo é truncado pela sobreposição de depósitos basais de canal (Fig. 3.55 e 3.56). Internamente, os depósitos pelíticos apresentam geometrias variadas, desde plano-paralelas até em conformidade com sua superfície basal. Níveis de intraclastos pelíticos angulosos na ordem de centímetros ocorrem tanto na base do

depósito quanto nos planos de estratificação. Registros de impressões fósseis (flora *Dicroidium*) foram identificados na associação de litofácies (Faccini, 2000).

Interpretação

Correspondem a depósitos formados por processo de tração/suspensão produzidos por episódios de inundação das áreas adjacentes aos canais ativos. A presença de intraclastos e superfícies de reativação dentro dos depósitos sugerem que o fluxo, durante as fases de inundação, invadia estas áreas e retrabalhava os depósitos finos, algumas vezes transferindo parte da carga sedimentar do canal, formando os depósitos de SB(CS).

Formas de leito de extravasamento SB(CS)

Ocorrem dois tipos. Os depósitos em forma de cunha de base ondulada têm até 18 metros de extensão lateral e 25 cm de espessura máxima; são internamente organizados por camadas de arenitos médios a grossos com abundantes intraclastos na base, que internamente apresentam granodecrescência ascendente. As camadas têm forma de cunha, que reduzem em espessura e tamanho de grão médio na medida em que truncam depósitos de pelito laminado (FI e maciço; Fig. 3.56). Os depósitos em forma de lentes convexas, de 0,5 a 1,0 metros de espessura, compostos por arenitos finos a siltitos com estratificação cruzada e marcas de onda (Stf, Sr), formando ciclos granodecrescentes ascendentes de 5 a 10 cm de espessura. Internamente, estas as camadas são compostas por ciclos de geometria convexa em baixo ângulo mergulhando no mesmo sentido das paleocorrentes. Na base dos ciclos, depósitos de pelito laminados (FI) mostram abundantes estruturas de deformação por escapes de fluidos. Os depósitos em forma de lentes convexas ocorrem em um afloramento de pequenas dimensões, em cujo topo está depositada uma camada de 30 cm de pelitos (litofácies Fm).

Interpretação

Esta associação de fácies é identificada como o resultado de fluxos originados do canal ativo que extravasam sobre os depósitos de preenchimento de canais abandonados marginais. Durante os estágios de vazante, o retrabalhamento dos

depósitos de todo de barra podem causar a transferência de carga de leito para dentro dos depósitos de preenchimento de canal marginais ao leito ativo do rio na forma de fluxos em lençol (Bridge, 2003). Os depósitos em forma de lentes convexas podem ser interpretados como episódios de acreção (eventos sazonais) de descarga da carga sedimentar na planície de inundação. Bridge (*op cit*) descreve este tipo de depósito como resultado de migração de pequenas barras (*small bars*) para dentro dos depósitos de preenchimento de canal durante os estágios de vazante do rio.

3.2.4.3 – Sistema Depositional

As características faciológicas e arquiteturas da Subunidade Sarandi registram o desenvolvimento de um conjunto de faixas de canais móveis, de caráter multiepisódico. Seu preenchimento se processa através da migração de canais e barras arenosas, cujo padrão amalgamado dentro das faixas de canal é resultado de controles autogênicos (avulsão).

A análise da distribuição geral de paleocorrentes mostra que a drenagem que transportou os sedimentos gerou uma superfície erosiva regionalmente mapeável, cuja calha está orientada no sentido ortogonal ao eixo do fluxo da Subunidade São Valentim. Os registros de flora *Dicroidium* são observados nas duas subunidades (pontos 200 e 206). O limite inferior da subunidade corresponde a uma superfície de 6ª ordem (Miall, 1996), que equivale à base de um vale enciso ou a uma seqüência deposicional de menor hierarquia.

Da geometria das faixas de canais restou apenas a superfície erosiva de forma plana, lateralmente extensa, sobre a qual se acumulou uma sucessão de depósitos de macroformas de acreção predominantemente frontal. O topo das macroformas apresenta registros dos depósitos gerados durante os estágios de vazante do rio, quando ocorre a erosão dos finos pela migração de canais secundários (*cross barr channel; sensu* Bridge, 2003) e preenchimento das superfícies resultantes pelo elemento SB (CH).

Cada conjunto de faixas de canal apresenta um nível de margens plenas de 2 a 2,5 metros de espessura, que foi determinado pela espessura média das faixas de canal. A sua largura total não pôde ser determinada em função da extensão dos

afloramentos. Nas seções *Strike* dos poços de água subterrânea, as faixas de canal alcançaram até 2,5 km de extensão. Considerando os valores aferidos, a razão entre espessura e comprimento do canal (w/d) é igual a 1000 e, segundo a classificação de Friend (1983), corresponde a faixas de canais móveis com geometria em lençol.

Já o grau de sinuosidade da unidade é compatível com um sistema de canais entrelaçados, em função do predomínio da agração frontal, identificada na análise das paleocorrentes. O sentido da acreção das macroformas varia verticalmente na sucessão, sendo o intervalo inferior predominantemente frontal e o superior, onde se registra agração lateral. Em sistemas entrelaçados, é relativamente comum as macroformas agradarem tanto frontalmente como lateralmente (Miall, 1996). Os dados de paleocorrentes regionais e de afloramento, a associação de elementos arquiteturais e dados GPR indicam que o estilo fluvial do intervalo é compatível com o sistema fluvial entrelaçado perene, similar ao *sandy braided Saskatchewan River* (Cant & Water, 1978), semelhante ao que foi observado na Subunidade São Valentim (Fig 3.51C). A partir deste resultado pode-se dizer que o gradiente fluvial das faixas de canal foi, no mínimo, de 1,6%, segundo a classificação de Schumm e Khan (1973).

A relativa uniformidade das espessuras das faixas de canal sugere que o empilhamento ocorreu em uma taxa de subsidência relativamente constante, semelhante ao que foi observado na Subunidade São Valentim.

O padrão granocrescente da sucessão e a redução do grau de canibalização dos topos das barras e dos depósitos de preenchimento de canal do intervalo superior da Subunidade Sarandi pode estar relacionado à progressiva redução do gradiente fluvial e, conseqüentemente, à competência do rio, como é descrito em Leopold *et al.* (1964). Nesta situação o espaço de acomodação começa a aumentar progressivamente, em função de o perfil de equilíbrio fluvial do sistema começar a se aproximar do perfil de relevo.

Nos trabalhos que registram os sistemas entrelaçados com significativa preservação de finos (Bertham *et al.*; 1993; Dreyer *et al.*, 1993) isto tem sido interpretado como aceleração da subsidência de bacias desconfinadas, fato que estaria aparentemente relacionado a uma elevação agradacional dos canais sobre a planície de inundação em relação à superfície regional devido a controles

autogênicos. Logo, o final da deposição do Sistema Fluvial Passo das Tropas corresponde a uma fase que se aproxima da geração de uma superfície de expansão, na qual os depósitos distais do sistema fluvial (Membro Alemoa) recobrem os depósitos do sistema entrelaçado da Subunidade Sarandi.

3.3– O Sistema Fluvial Passo das Tropas: processos e controles deposicionais

O tópico se dedica a fazer uma síntese dos resultados alcançados nas diversas escalas de estudo do Sistema Fluvial Passo das Tropas. Para tanto, analisou-se a influência dos processos e controles deposicionais alogênicos e autogênicos, a partir da ótica da estratigrafia de seqüências aplicada a sistemas continentais, cuja sistematização é correlacionada modelo de sistema fluvial de Schumm (1977), conforme foi discutido no Capítulo 2 (item 2.2).

O processo pode ser dividido em quatro etapas básicas, sintetizadas na Fig.5.57.

No primeiro episódio, a geração de um limite de seqüência (LS), é representada pela incisão do paleovale fluvial Passo das Tropas. Ela marca o efeito de uma redução significativa do espaço de acomodação (razão A/S negativa), conseqüência da atuação dos controles alogênicos (Tectônica) e que resulta no rebaixamento do nível de base estratigráfico, com a máxima expansão da zona 1 (ver Fig. 3.57 e 2.10, p.55), gerando erosão.

O sistema fluvial passa a se desenvolver no sentido de igualar o seu perfil de equilíbrio com o perfil do relevo. Assim, as mudanças da energia potencial e das forças gravitacionais na montante, em resposta ao aumento da velocidade do escoamento superficial e da elevação do gradiente fluvial, acarretam denudação acelerada das áreas elevadas, com aumento do suprimento sedimentar.

Com a transferência do material sedimentar das áreas deprimidas, ocorre o preenchimento da calha fluvial, com paleofluxo preferencial SE (ver Fig. 3.37, p. 119).

Elementos arquiteturais*

- DA acresção frontal
- CS *Crevasse splay*
- LA/DA acresções oblíquas
- SB formas de leito arenosas
- FF finos de planícies de inundação
- P paleossolos

- vertebrados fósseis
- Flora *Dicroidium*
- madeira silicificada
- Raízes (paleossolos)
- Planolites isp.*

- (LS)** Limites de seqüências
- (LSS)** Limite de seqüência secundário
- (SE)** Superfície de Expansão

- ATA** Trato de sistema de alta taxa de acomodação
- BTA** Trato de sistema de baixa taxa de acomodação
- BTAS** trato de sistema de baixa taxa de acomodação secundário

- litofácies arenosas
- litofácies pelíticas

* elementos de ocorrência subordinada aparecem entre parênteses

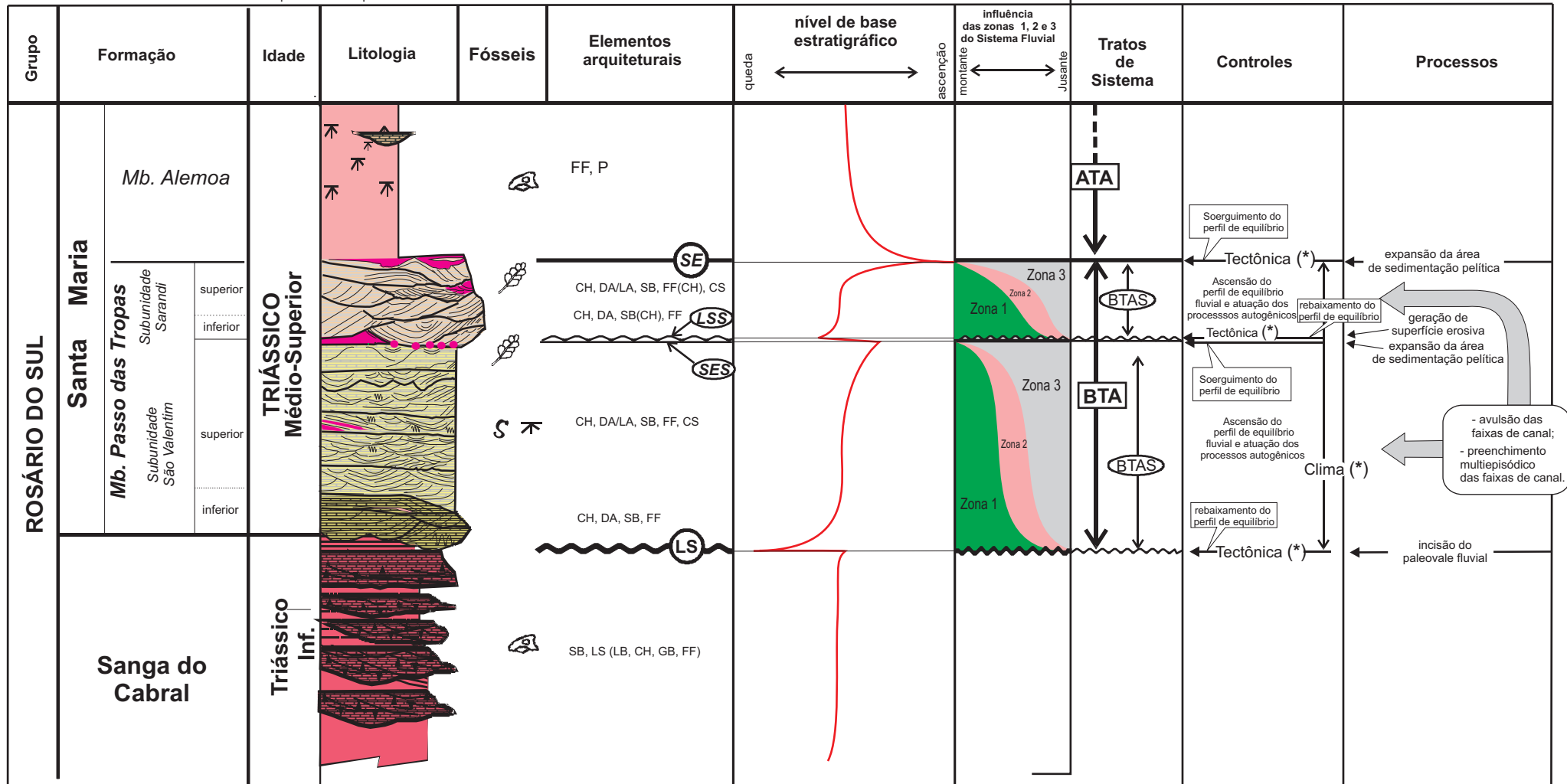


Fig. 3.57 - Quadro esquemático da evolução estratigráfica e deposicional do Sistema Fluvial Passo das Tropas.

(*) = controle alogênico

O padrão de empilhamento das faixas de canal (Fig. 3.38b, p. 119) sugere uma subsidência lenta, marcada por episódios de reativação de pequena amplitude causados pela movimentação de falhas intrabaciais que resultam em pequenas modificações no padrão geométrico das faixas de canal ou em deformações sindeposicionais dos depósitos de preenchimento de canal. Neste contexto, o padrão de empilhamento é compatível com a evolução de um trato de sistema de baixa acomodação, durante o qual as taxas de acomodação são constantemente compensadas pelo suprimento sedimentar. A sucessão representa a passagem da razão A/S para valores positivos, mas inferiores a 1, onde ocorre a agradação fluvial, com o progressivo recuo da área de influência da zona 1 e ampliação das zonas 2 e 3.

Com a contínua transferência de suprimento sedimentar das áreas de erosão para as de deposição, ocorre a modificação do perfil de equilíbrio fluvial, acarretando a subida do nível de base estratigráfico e força a avulsão do sistema fluvial, quando ocorre a geração de uma nova faixa de canal.

Durante o processo de preenchimento das faixas de canal, o nível de base estratigráfico permanece estacionário e os processos autogênicos controlam o processo de sedimentação, resultando no padrão multiepisódico observado nas faixas de canal (Fig. 3.47, p. 131).

O estilo fluvial entrelaçado identificado na sucessão sugere que o gradiente permanecia relativamente estável em valores superiores a 1,6%.

O aumento do grau de sinuosidade, identificado pela presença de uma componente lateral no intervalo superior, e o aumento de frequência da preservação da associação de fácies de *overbank* sugerem que progressivamente a elevação do nível de base estratigráfico leva a razão A/S a se aproximar da unidade, quando acontece a máxima ampliação da zona 3, e o concomitante recuo das zonas 1 e 2 para as áreas proximais da bacia sedimentar, e é registrado pela abrupta formação de depósitos de finos recobertos por uma lente argilosa no topo da Subunidade São Valentim (Fig 3.57). Este evento corresponde a uma superfície de expansão que registra o preenchimento completo dos vales fluviais, quando a área de sedimentação pelítica se expande, recobrendo dos depósitos formados durante o trato de baixa taxa de acomodação.

Os registros fossilíferos da flora *Dicroidium*, identificados tanto nos depósitos de finos do topo da Subunidade São Valentim como no topo da Subunidade Sarandi, bem como a pequena espessura da lente pelítica em que tais condições de sedimentação imperaram, sugerem que a superfície é um episódio secundário da evolução da seqüência deposicional. Para descrever eventos de menor freqüência em uma seqüência deposicional continental, Martinsen *et al.* (1999) sugere a denominação de superfície de expansão secundária.

O terceiro episódio corresponde a um limite de seqüência secundário (Fig.3.57) devido a geração de uma superfície erosiva (Razão A/S maior que zero), identificada em vários locais da área de estudo no limite entre a Subunidade São Valentim e a Subunidade Sarandi (Fig. 3.17, p.94), quando ocorre a expansão da zona 1 por toda a bacia. As características texturais dos depósitos de preenchimento de canal, seu padrão regional de paleocorrentes NE (Fig. 3.52A p. 141) e o aumento de espessura do pacote arenoso, identificado na correlação estratigráfica sob a cidade de Santa Maria, sugerem que tal evento represente a expansão das drenagens transversais da bacia sedimentar.

O posicionamento mais proximal da área-fonte do intervalo inferior da Subunidade Sarandi é evidenciado pela granulometria elevada (Fig. 3.57). O padrão de empilhamento das faixas de canal (Fig. 3.54, p. 145) indica que a evolução da sedimentação ocorreu em condições de equilíbrio entre a taxa de acomodação e o suprimento sedimentar com a agradação progressiva do sistema fluvial na medida em que o nível de base estratigráfico tem taxas similares às observadas na Subunidade São Valentim. Assim, cada faixa de canal era preenchida em condições de nível de base estratigráfica estáveis onde os controles autogênicos eram dominantes. O estilo fluvial entrelaçado com macroformas de acresção predominantemente frontais do intervalo inferior da Subunidade Sarandi é similar ao observado no intervalo inferior da Subunidade São Valentim.

Tais similaridades sugerem que o intervalo inferior da Subunidade Sarandi representa a continuação do trato de sistema de baixa taxa de acomodação que se iniciou na Subunidade São Valentim. Portanto, a superfície erosiva que limita a base da Subunidade Sarandi representa um limite de seqüência secundário.

No intervalo superior, ocorre um aumento significativo da razão A/S com o aumento do componente lateral na agradação fluvial e a preservação de finos dos depósitos de preenchimento de canal sugere, que durante a subida do nível de base estratigráfico, o perfil de equilíbrio começa a ascender em relação ao perfil fluvial, quando ocorre a progressiva expansão da zona 3 e o recuo das zonas 2 e 1 na bacia. Isto força o sistema a agradar mais rapidamente, o que faz com que as faixas de canal avulsionem e assumam uma posição cada vez mais elevada em relação à faixa de canal depositada anteriormente (ver a localização das superfícies de 5ª ordem na Fig. 3.55, p. 149), aumentando a taxa de preservação de finos. Como resultado, o topo da Subunidade Sarandi, apresentará lentes pelíticas cada vez mais espessas e favoráveis à preservação de registros fósseis.

O recobrimento abrupto dos depósitos silticos do Membro Alemoa marca o encerramento da deposição do Membro Passo das Tropas (Fig. 3.35, p. 115). Em função da espessura da unidade sobrejacente com as mudanças significativas do estilo fluvial (Fonseca, 1999), o contato representa uma superfície de expansão que marca o início de um trato de sistema de alta taxa de acomodação (Razão A/S igual ou maior que 1) que corresponde à sedimentação do Membro Alemoa (Fig 3.57).

A atuação dos controles alogênicos do sistema fluvial deu-se de forma combinada (Fig. 3.57). A tectônica causou o rebaixamento do perfil de equilíbrio fluvial, gerando a depressão que formou o paleovale no qual se implantou a rede axial de drenagem (Subunidade São Valentim).

O preenchimento da bacia ocorre como resultado da correção do perfil de equilíbrio fluvial. No final do processo, há um soerguimento do perfil de equilíbrio e a formação de depósitos de finos no topo da Subunidade São Valentim.

Um segundo evento tectônico acontece e ocasiona a mudança da vergência do assoalho da bacia. Com o rebaixamento do perfil de equilíbrio fluvial há a ampliação da deposição da rede de drenagem transversal (Subunidade Sarandi). O preenchimento da bacia se processa de modo similar na Subunidade São Valentim, salvo que ao final da deposição da Subunidade Sarandi o soerguimento do perfil de equilíbrio fluvial é mais duradouro e representa o início de um trato de sistema de alta taxa de acomodação (Membro Alemoa).

O clima parece ter influenciado principalmente o suprimento sedimentar e a sazonalidade do regime hídrico perene que acompanhou toda a sedimentação do sistema fluvial.

Pode-se concluir que o Sistema Fluvial Passo das Tropas representa a evolução da sedimentação inicial da seqüência mesotriássica, durante a qual ocorre a sobreposição de faixas de canal de preenchimento multiepisódico em um sistema de alta energia. O estilo fluvial dominante foi entrelaçado perene, gerado em condições de taxa de subsidência constantes, preenchendo uma bacia extensional (meio *gabren*).

A sedimentação que registra a deposição do sistema fluvial é a unidade litoestratigráfica Membro Passo das Tropas, que se caracteriza por conjunto de arenitos amalgamados depositados com variações na distribuição granulométrica, arquitetura estratigráfica e direção de transporte sedimentar que individualizam dois tratos de sistema de baixa taxa de acomodação. Seus intervalos litoestratigráficos são informalmente denominados de Subunidade São Valentim e Subunidade Sarandi e representam, respectivamente, os depósitos das redes de drenagem axial e transversal da bacia.

O limite entre estes dois tratos de sistema é uma superfície de expansão secundária, caracterizada litologicamente pela presença de um argilito de espessura mínima de 10 cm e por um nível de conglomerados intraformacionais que ocorre de forma descontínua em escala regional.

A atuação dos controles alogênicos do sistema fluvial deu-se de forma combinada, com a tectônica afetando a geração e a variação do espaço de acomodação na direção de vergência da bacia. Já o clima parece ter influenciado principalmente o suprimento sedimentar e a sazonalidade do regime hídrico perene que acompanhou toda a sedimentação do sistema fluvial (Fig 3.57).

Cada subunidade apresenta uma compartimentação estratigráfica que se caracteriza pelo empilhamento de corpos de geometria tabular/lenticular de grande extensão lateral, que representam episódios de deposição em que vigoraram os controles autogênicos de deposição.

3.4 - O Aquífero Passo das Tropas: heterogeneidades estratigráficas e estruturais

3.4.1- Compartimentação Estrutural

O tópico procura sistematizar as principais feições tectônicas observadas e quais seus reflexos no comportamento do aquífero Passo das Tropas. Assim, a discussão não só tratará da caracterização das feições, mas também discutirá o seu potencial como geradoras de anisotropias.

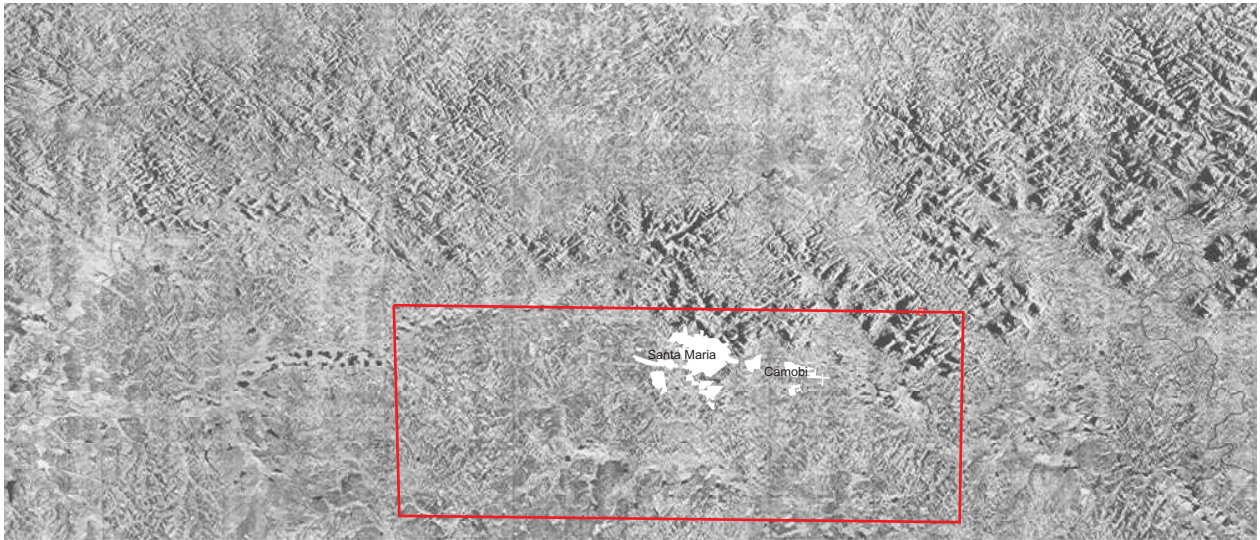
3.4.1.1- Sistema de Falhas

A integração dos dados de mapeamento de campo com análise das imagens de satélite permitiu identificar grandes lineamentos pós-deposicionais NW-SE e NE-SW (Fig. 3.58), que correspondem a falhas normais, verticais a subverticais (80-90°), de grande rejeito vertical (20-30m) com zonas de deformação de 0,10 a 1 metro.

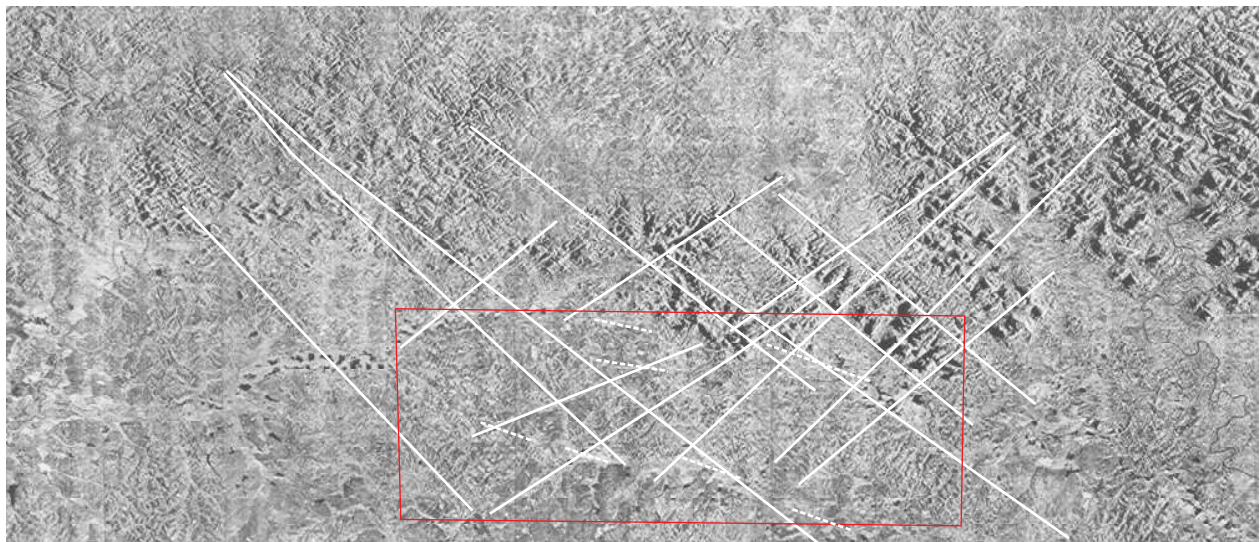
O perfil vertical da área mostra que a movimentação diferenciada dos blocos fragmentou as unidades geológicas da área de estudo em um conjunto de *horsts* e *grabens*, com camadas de mergulho muito suave (média 3 graus) de direção NE (Fig. 3.59). Nos *horst*, as litologias mais freqüentemente observadas são os arenitos da Formação Sanga do Cabral, e nos *grabens*, a presença mais freqüente são os depósitos do Membro Passo das Tropas. Trata-se, aparentemente, do resultado da erosão diferencial causada pela rede de drenagens que se implantou após a tectônica pós-deposicional, que inicialmente decapou o topo dos altos estruturais, destruindo as camadas arenosas mais resistentes e expondo os litotipos da Formação Sanga do Cabral. O membro Passo das Tropas provavelmente apresenta uma composição litológica mais resistente à erosão, em função do que, atualmente funciona como uma cornija das elevações das áreas do entorno da cidade de Santa Maria.

Estes *horst* e *grabens* apresentam uma compartimentação interna, definida por um conjunto de falhas normais secundárias e fraturas, ambas com alinhamento normal em relação aos maiores lineamentos. As falhas secundárias são verticais,

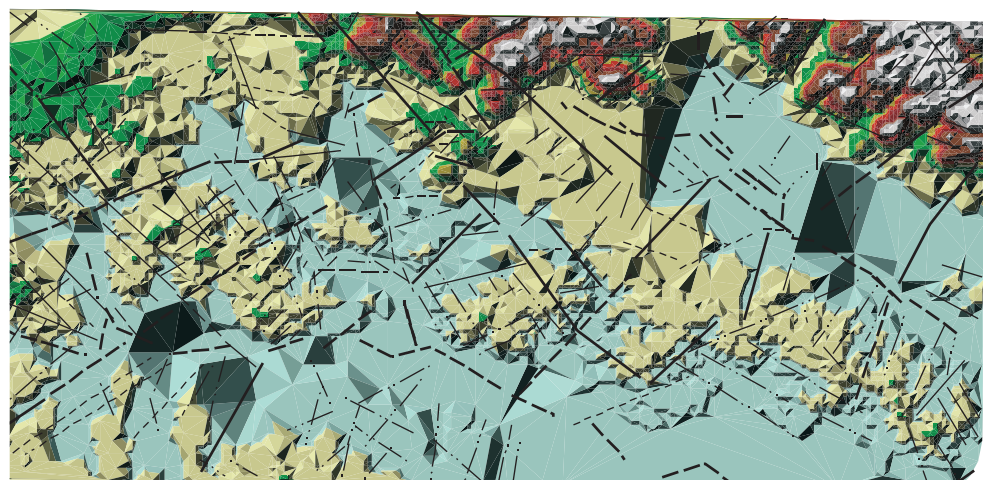
A



B



C



Elevações (m)

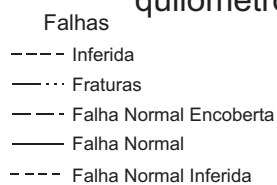
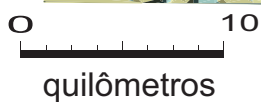
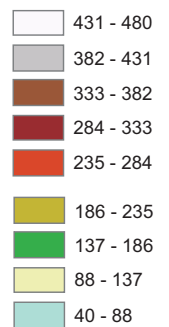


Figura 3.58 - Sistema de Falhas da área de estudo: A) Observar os lineamentos NW-SE e NE-SW seccionando as unidades vulcânicas da Formação Serra Geral; B) Lineamentos identificados. Observar o lineamento NWW-SEE (tracejado); C) Modelo tridimensional do relevo (TIN) da área com os lineamentos traçados. Observar a relação entre a topografia e os lineamentos de menor expressão.

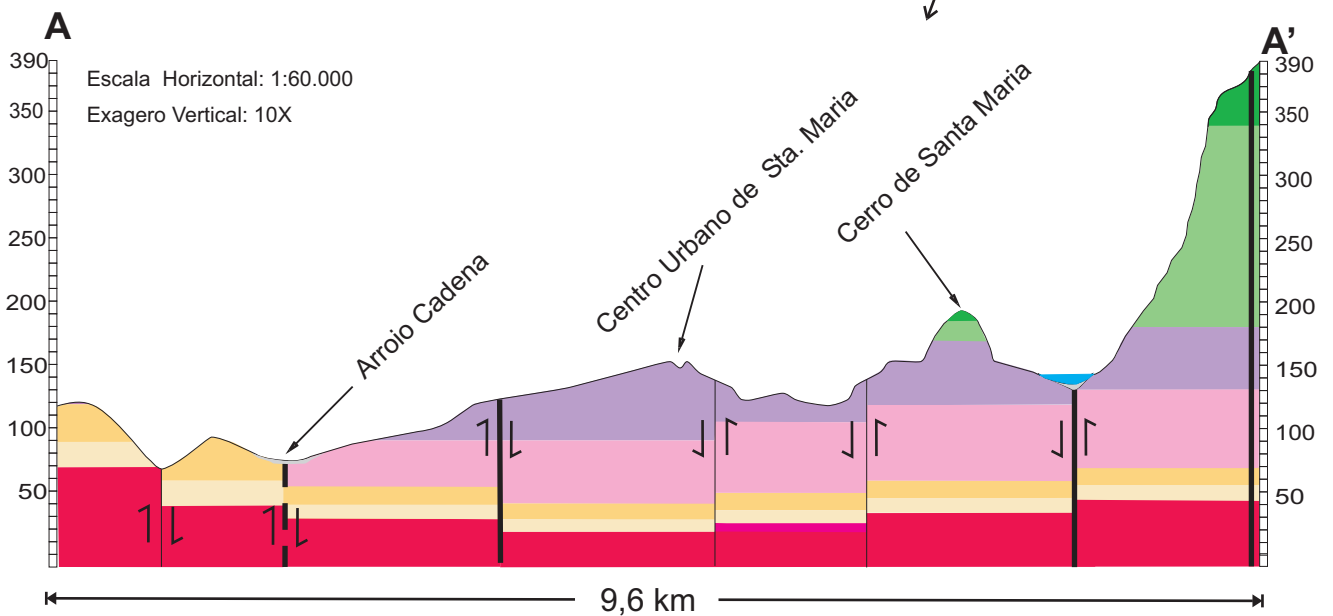
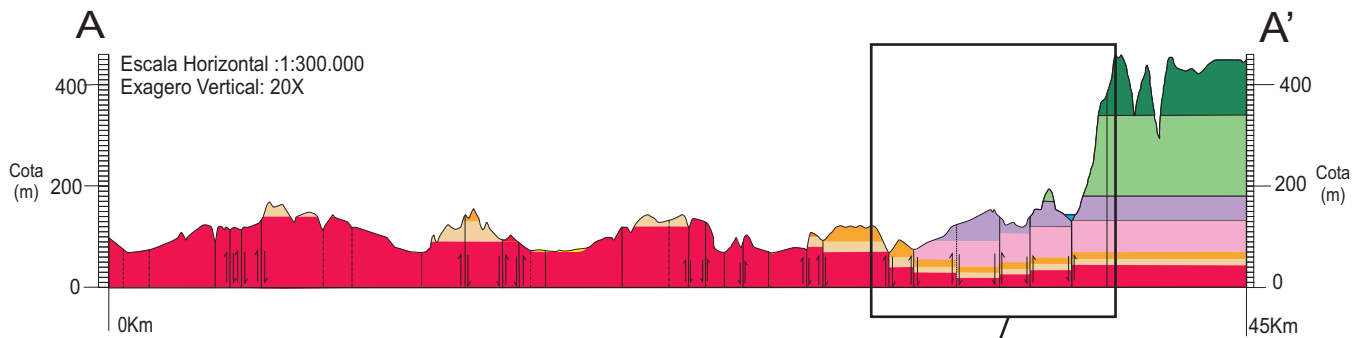
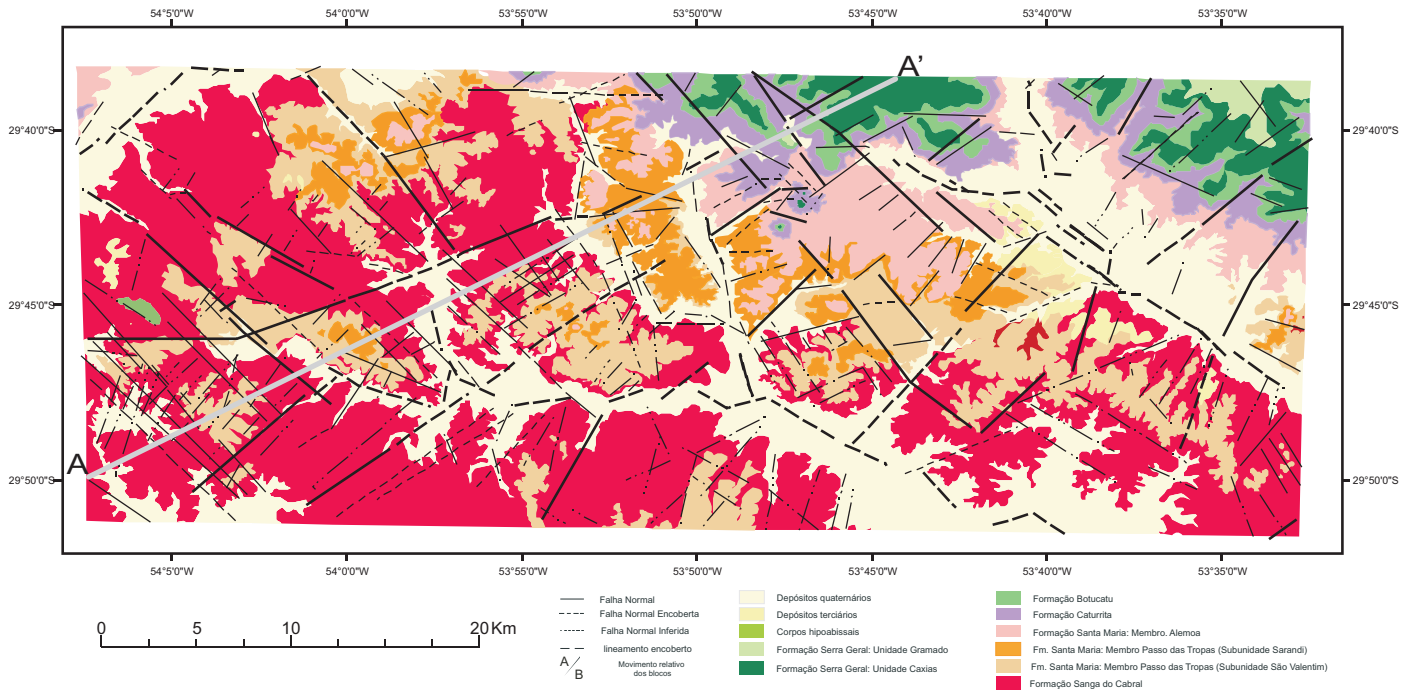


Fig 3.59 - Compartimentação estrutural do Membro Passo das Tropas: A) mapa geológico com os principais lineamentos e a localização do perfil geológico regional; B) perfil geológico da figura acima mostrando a compartimentação estrutural da área; C) detalhe da figura anterior.

com rejeito vertical de 0,3 a 6 metros, que, por sua vez, limitam um conjunto de sub-blocos escalonados em direção às falhas de maior hierarquia.

Um terceiro lineamento (NWW-SEE; Fig. 3.58) ocorre de forma muito subordinada, identificado apenas nos depósitos quaternários ou cortando as unidades da Formação Sanga do Cabral. No trabalho de campo, não foram identificadas feições estruturais associadas a este lineamento. Contudo, Zerfass (2003), a partir da análise de fraturas feita na região de São Pedro do Sul, a oeste da área, identificou um lineamento de direção 290° e o associou às falhas controladoras da deposição das bacias extensionais mesotriássicas, que incluem o Membro Passo das Tropas. A interpretação do lineamento neste contexto coincide com o que Zerfass (*op cit*) observou na região de São Pedro e também com o sistema de falhas que gerou a bacia extensional. A integração dos dados de imagem de satélite com os de afloramento e cartas planialtimétricas no aplicativo de geoprocessamento revelou que os conjuntos de sub-blocos escalonados são bastante freqüentes, o que sugere que os pequenos rejeitos das falhas secundárias podem ter uma significativa contribuição no valor medido dos rejeitos das falhas que limitam os blocos principais.

As fraturas (bandas de deformação; *sensu* de Antonelli & Aydin, 1995) formam conjuntos regularmente distribuídos, visíveis nos afloramentos com 10 a 15 cm de espaçamento, aparentemente associadas a fraturas de maior extensão e normais às falhas secundárias.

Em relação ao Aquífero Passo das Tropas, a organização estrutural gerou heterogeneidades que se caracterizam pela redução e perda da conectividade das rochas-reservatório gerando aquíferos livres de pequena extensão nas áreas sul e sudeste. Na região noroeste da área de estudo, onde o decapeamento gerado pela erosão foi menos intenso, tem-se a melhor preservação do aquífero, estando abaixo da área urbana em situação de confinamento pela presença do Aquíclode Alemoa.

3.4.1.2 - Características Petrofísicas

Os resultados da aplicação da classificação de Antonelli & Aydin (1995) encontram-se na Fig.3.60. Na área de estudo são reconhecidos dois tipos básicos: as bandas de deformação e as superfícies de deslizamento. No caso de rochas pobremente litificadas, como é o caso do Membro Passo das Tropas, as bandas de deformação (Fig. 3.60a) são o elemento estrutural básico e mais freqüentemente observado nas rochas deformadas (Rawling *et al.*, 2001).

Nos afloramentos, as feições se caracterizam como estruturas aproximadamente planares, podendo ter poucos centímetros a dezenas de metros de extensão. Sua identificação em campo é facilitada pela erosão diferencial que ressalta suas estruturas. Em rocha fresca, a zona deformada apresenta uma cor esbranquiçada onde, em alguns locais, observa-se uma litificação localizada, especialmente quando as zonas de deformação ocorrem agrupadas com um espaçamento em torno 10 centímetros. Nesses casos, Antonelli & Aydin (*op cit*) as classificam como zonas de bandas de deformação, onde freqüentemente a litificação afeta toda a área perturbada. Tanto as zonas de deformação como as bandas de deformação ocorrem associadas às falhas NE-SW como às NW-SE.

A influência potencial das bandas de deformação no comportamento hidrogeológico é significativa. Antonelli & Aydin (1995), ao analisarem arenitos eólicos do Arches National Park (EUA), verificaram que a permeabilidade perpendicular em uma banda de deformação pode ser de uma a quatro vezes menor que na rocha matriz. Na interpretação dos autores, a presença de bandas de deformação em elevada densidade, se por um lado não causa mudanças na porosidade, por outro pode resultar em efeitos significativos na permeabilidade média do reservatório. Caso as bandas de deformação apresentem densidades baixas (isto é, se o espaçamento entre elas não for menor que 10 metros) os efeitos na permeabilidade da rocha são insignificantes. Rawling *et al.* (2001), ao mapear as variações de permeabilidade horizontal e vertical de zonas de falha em sedimentos terciários do Novo México, concluíram que zonas deformadas com bandas de deformação apresentam significativa redução na permeabilidade horizontal, em comparação com a área não-deformada do reservatório.

As superfícies de deslizamento resultam da perda de coesão da rocha, em função da elevada concentração da deformação. Em arenitos porosos, a zona de deformação das falhas pode mostrar porosidades que tendem a zero e o tamanho de grão pode ser reduzido a até 0,5 mm (Aydin & Johnson, 1983).

Na área de estudo, são identificadas nas falhas com rejeito, podendo apresentar um *gauge* de 0,10 até 1 metro de espessura, cuja composição varia conforme a rocha afetada pela falha. Nas zonas de deformação observadas próximo ao contato do intervalo inferior da Subunidade São Valentim com a Formação Sanga do Cabral, foram reconhecidas estruturas de deslizamento com preenchimento de argilas (*shale smears*; Fig. 3.60b). As falhas são preenchidas por brecha de falha (*sensu* Sibson, 1977) formadas por fragmentos angulosos de arenito estratificado, por vezes plasticamente deformado, seccionado por fraturas sinuosas de pequena extensão, definindo uma zona da falha de aproximadamente 1 metro de espessura. Associadas às zonas de maior deformação, as camadas de arenito médio mostraram-se deformadas por *drag folds*.

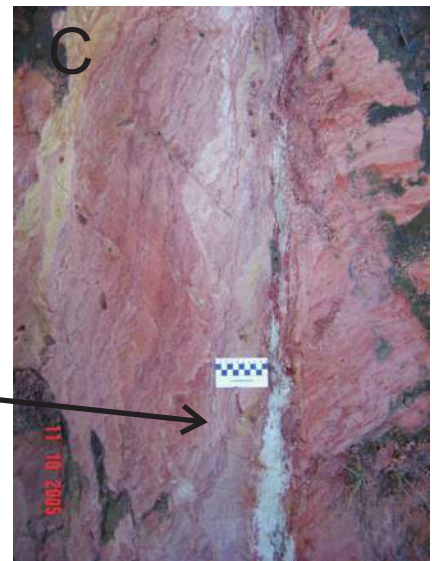
Superfícies de deslizamento cuja zona de deformação apresenta preenchimento por *shale smears* podem apresentar baixíssima permeabilidade perpendicular ao plano de falha. Já ao longo do plano de sua superfície, o efeito dependerá da pressão dos fluidos e do estado de stress atuante, podendo apresentar valores de permeabilidade elevados, se estes controles mantiverem a superfície aberta (Antonelly & Aydin, 1994).

Estruturas de arrasto associadas a *shale smears* podem ser geradas por mecanismos de cisalhamento. São freqüentes em sucessões litológicas com baixa resistência ao cisalhamento, como arenitos pouco litificados ou em camadas argilosas com elevado conteúdo de água (Borba, 1996).

Também foram observados falhas cortando a Subunidade São Valentim que apresenta uma zona de falha de 5 a 15 centímetros, preenchida por fragmentos incoesos dos arenitos médios, formando lentes de geometria externa sinuosa com um padrão interno anastomosado, com de 10 cm de espessura e 1 a 1,5 metros de



Figura 3.60 - Classificação das falhas em relação a sua petrofísica. A) Bandas de deformação no Membro Passo das Tropas. Observar a zona sem coloração da falha onde se concentra a litificação. B) Superfície de deslizamento, apresentando *drag folds* C) detalhe da figura anterior, mostrando as *shale smears*; D) superfície de deslizamento com brechas de falha; E) detalhe da figura anterior.



extensão. Esta feição é classificada como brechas de falha (*sensu* Sibson, 1977). Na Subunidade Sarandi, as falhas observadas mostram pequenos rejeitos, com zonas de falha de 0,10 a 0,30 m, que internamente mostram uma rocha plasticamente deformada, sem presença de *shale smears* (Fig. 3.60c).

Tais características sugerem que ocorreu tectonismo pós-deposicional numa zona elevada da crosta em que as condições de deformação frágil são dominantes. Em termos do efeito das zonas de falha nos controles de fluxo do aquífero, as características incoesas das brechas de falha sugerem padrões de permeabilidade perpendicular comparativamente menores que as apresentadas nas zonas de falha com preenchimento de argila.

A análise do sistema de falhas da área de estudo aponta para as seguintes conclusões:

- as principais direções de lineamentos identificados nas imagens de radar representam falhas normais que segmentam todas as unidades da área de estudo, ocasionando a compartimentação do Membro Passo das Tropas em blocos e sub-blocos estruturais;
- a compartimentação estrutural gerou heterogeneidades nos aquíferos, em função de redução e perda da conectividade dos depósitos pelo basculamento dos blocos e barreiras de permeabilidade vertical;
- a erosão diferencial que afetou os blocos estruturais causou a segmentação do Aquífero Passo das Tropas, formando pequenos aquíferos livres nos altos topográfico no sul e sudeste da área e um confinado, restrito ao noroeste da área de estudo;
- as barreiras de permeabilidade vertical são a presença de zonas de bandas de deformação e a presença de lentes de *shale smears* preenchendo as superfícies de deslizamento;
- a natureza do preenchimento das falhas sugere que o ambiente onde elas tenham sido formadas dominavam condições de deformação frágil, provavelmente em níveis crustais elevados da crosta.

3.4.2 - Modelo Conceitual Qualitativo do Aquífero

O modelo conceitual adotado foi proposto a partir dos resultados alcançados nas diversas escalas analisadas, que são apresentadas na Fig. 3.61.

	HETEROGENEIDADES	EFEITO PROVÁVEL NO AQUIFERO
Giga	<ul style="list-style-type: none"> - erosão diferencial; - compartimentação estrutural (horst/grabens); - composição granulométrica diferenciada das Subunidades São Valentim e Sarandi. 	<ul style="list-style-type: none"> - variação do grau de confinamento do aquífero, formando áreas onde ele está livre e confinado; - diminuição e até completa desconexão de partes do aquífero, causando descontinuidades verticais; - variações verticais na condutividade hidráulica em escala regional.
Mega	<ul style="list-style-type: none"> - compartimentação estratigráfica com o empilhamento de corpos de geometria tabular/lenticular de grande extensão lateral, superfícies de 5ª ordem apresentando níveis de intraclastos; -- variação granulométrica vertical com ciclos granodecrescentes ascendentes nas subunidades São Valentim e Sarandi; - nível de conglomerados intraformacionais e lentes pelítico/arenosas no contato das subunidades São Valentim e Sarandi; - identificação de camadas deformadas (<i>drag folds</i>), <i>shale smears</i>, e bandas de deformação associadas as falhas que delimitam os blocos e subblocos; - orientação dos paleocanais, identificados pelo padrão regional das paleocorrentes. 	<ul style="list-style-type: none"> -Geração de condutividades hidráulicas estratificadas, com redução das permeabilidades verticais; - barreira de permeabilidade vertical descontínua em escala regional; - redução acentuada na condutividade vertical, podendo em alguns casos ter o efeito de selante; - anisotropias nas direções de fluxo preferencial causadas pela estratificação.
Macro	<ul style="list-style-type: none"> - Elementos Arquiteturais DA, DA/LA, SB e SB(CH); - Elementos Arquiteturais FF e FF(CH) 	<ul style="list-style-type: none"> - corpos arenosos de alta permeabilidade, com padrões de estratificação e superfícies de reativação podem gerar anisotropias; - barreiras de permeabilidade vertical localizadas.
Meso	<ul style="list-style-type: none"> -Litofácies Stg, Stm e St; - Litofácies Sm; -Litofácies Fl, Fm e Gm. 	<ul style="list-style-type: none"> - corpos arenosa de alta permeabilidade; - redução do espaço intragranular causada pela infiltração de argilas, diminuição do grau de seleção e compactação que podem gerar anisotropias dentro dos corpo de alta permeabilidade; - corpos de baixa permeabilidade, a freqüência de suas ocorrências no sistema deposicional podem gerar barreiras de permeabilidade.

Fig. 3.61 – Heterogeneidades do Aquífero Passo das Tropas. Observar que a estimativa de condutividade e permeabilidade sugeridas são de caráter comparativo.

A partir dos resultados alcançados, foi elaborado um modelo conceitual do aquífero e como ele se apresenta em estado livre e estado confinado. No modelo (Figs. 3.62 e 3.63), será mostrada a arquitetura geral do aquífero com as principais divisões, identificadas a partir da análise das diversas escalas.

Ao norte da área sob o perímetro urbano de Santa Maria, o basculamento dos blocos o torna confinado a partir das cotas 55 - 41, sendo abastecido pelo gotejamento do aquíclude sobreposto e pelas áreas aflorantes do aquífero ao sul, onde se localizam entre as cotas 68 a 92, nas vertentes dos arroios Cadena e Passo das Tropas. As áreas de recarga, localizadas na região do Camobi, estariam dentro da UFSM, nas encostas da Região Rural de Pains, no substrato do Rio Vacacaí Mirim Fig 3.62A.

Isto corrobora a hipótese de Giardin & Faccini (2003) de que o Aquífero Passo das Tropas, pelo menos nas áreas confinadas, apresenta um controle estrutural (ver Fig. 3.62B e C).

Ao sul da área urbana, o decapeamento do Aquíclude Alemoa resulta num aquífero livre, abastecido pelas áreas de recarga no topo e nas encostas das elevações por ele encimadas. Nas áreas onde o aquífero foi totalmente decapeado (*horst*), a Formação Sanga do Cabral será o aquífero presente. Assim, no contexto da área de estudo, observa-se mudanças significativas na distribuição do aquífero regional, tendo áreas favoráveis para captação e armazenamento de água subterrânea alternadas com regiões que, embora topograficamente equivalentes, limitam-se ao Aquífero Sanga do Cabral.

A topografia muito acentuada fará com que sejam gerados diversos subsistemas, cujos limites serão as depressões topográficas da área. No caso, a Formação Sanga do Cabral se comportaria como a unidade hidroestratigráfica onde a rede de fluxo regional conectaria as redes intermediárias localizadas nos grandes blocos regionais (*horsts/grabens*; Fig. 3.63A).

Dentro dos blocos há rede hidrogeológica intermediária, confinada aos limites dos blocos (*grabens*) onde o Aquífero Passo das Tropas foi preservado (Fig 3.63B).

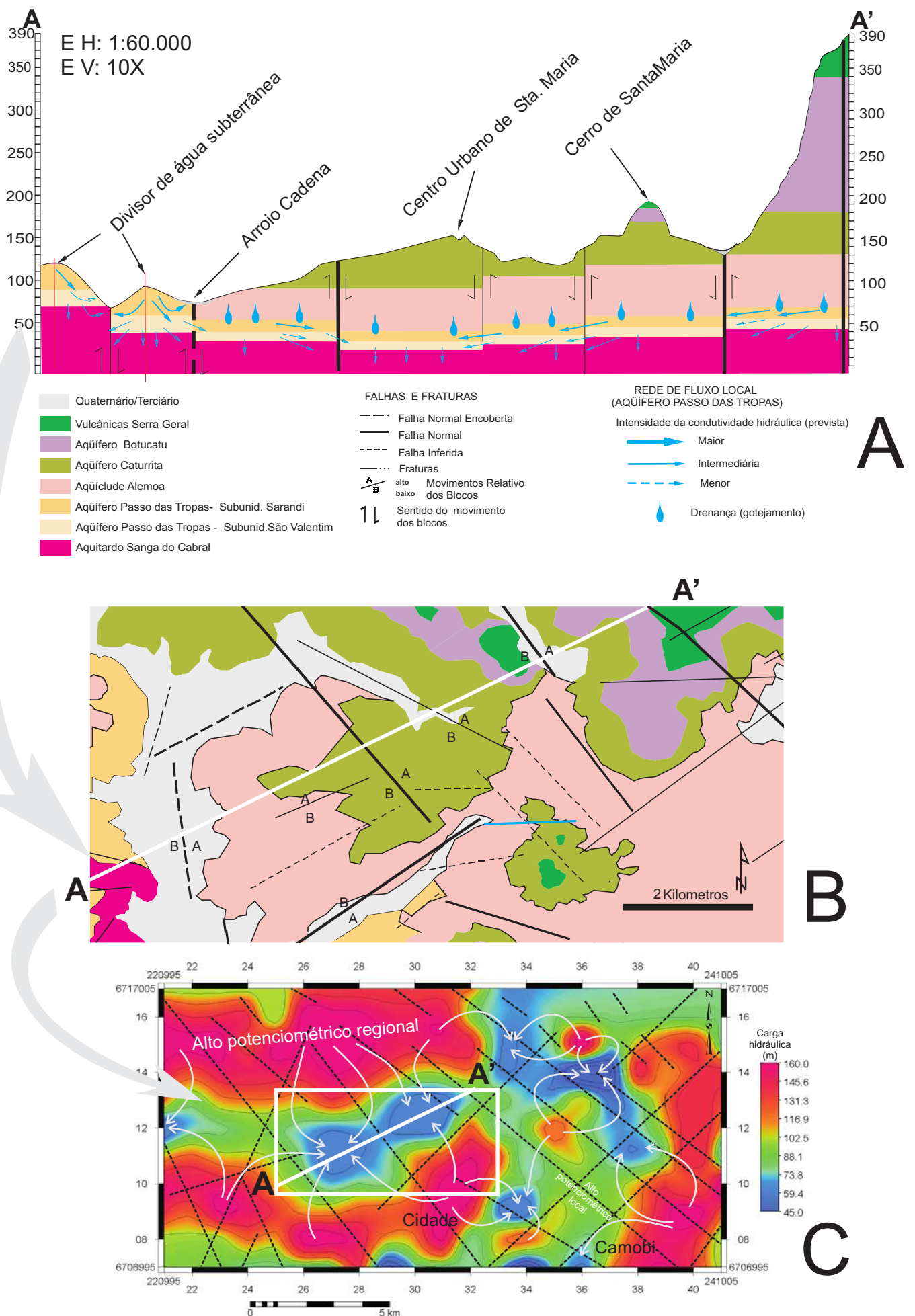


Fig. 3.62 - Aquífero confinado Passo das Tropas: A) seção vertical do aquífero, na área do centro urbano de Santa Maria, com a distribuição de fluxo local hipotética representada; B) Mapa geológico do centro urbano de Santa Maria com o movimento relativo dos blocos identificados; C) mapa potenciométrico de Giardin & Faccini (2003) onde foi localizada a área do mapa e da seção vertical (retângulo branco) - comparar a localização dos baixos potenciométricos com a depressões estruturais observadas nas figuras (A) e (B).

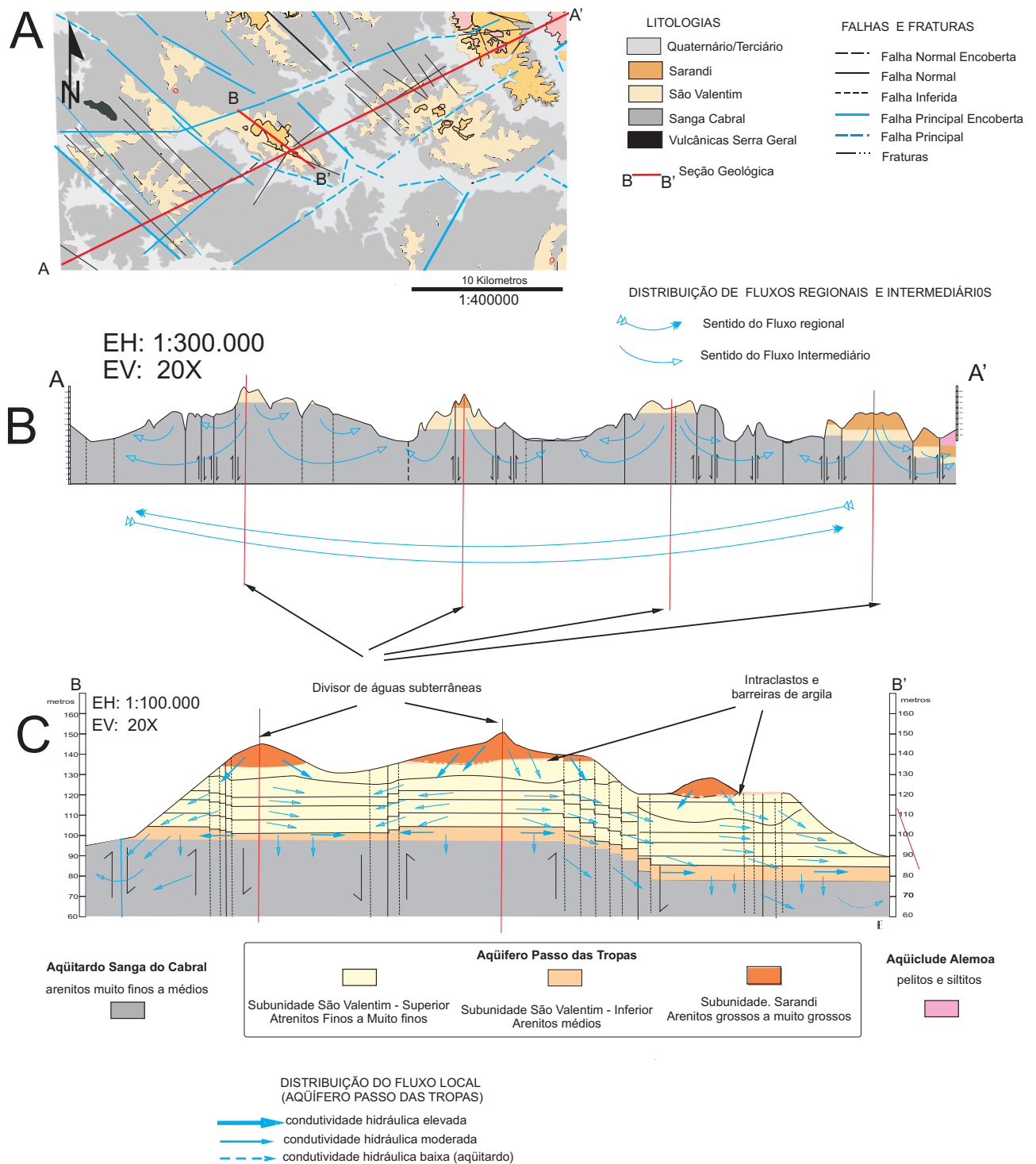


Fig. 3.63- Modelo conceitual qualitativo do Aquífero livre Passo das Tropas, apresentando um modelo hipotético de linhas de fluxo de água subterrânea: A) mapa geológico onde estão assinaladas duas seções geológicas/hidrogeológicas - observar o aquífero dentro dos blocos estruturais; B) distribuição dos fluxos regional e intermediários que conectam os fragmentos do aquífero; C) um modelo da distribuição de fluxo local dentro do aquífero Passo das Tropas, elaborado a partir dos resultados deste trabalho.

Os rejeitos dos sub-blocos são pequenos e o aquífero consegue manter uma relativa conectividade. Dentro dos blocos estruturais, as heterogeneidades estratigráficas e deposicionais de megaescala serão fatores que controlarão a distribuição do fluxo de água subterrânea do Aquífero Passo das Tropas.

Nas áreas onde o Aquífero Passo das Tropas está preservado, a compartimentação estratigráfica e estrutural (falhas de menor rejeito) segmentarão estas linhas intermediárias e determinarão redes de fluxo locais bastante heterogêneas (Fig 3.63C).

A estratificação no aquífero é resultado de anisotropias delimitadas pelas superfícies de 5ª ordem e de depósitos de finos localizados resultantes das variações da taxa de acomodação deposicional, gerando barreiras de permeabilidade vertical, sendo a mais significativa de todas a que ocorre no contato das Subunidades São Valentim e Sarandi. Controles deposicionais similares em outros aquíferos foram identificados por Mayo *et al* (2003) através da integração de padrões deposicionais e hidrogeoquímicos. Os autores reconhecem diferenças de permeabilidade horizontal de $< 1\text{md}$ e vertical $< 10\text{ md}$ (milidarcis) em depósitos fluviais entrelaçados de permeabilidade estimada entre 100 e 1000 md da Formação Castlegate (Utah/EUA) e atribuem seus resultados à presença de pelitos associados às superfícies de 5ª ordem. Ainda segundo os autores, valores tão baixos de permeabilidade podem incrementar o intervalo de tempo que a água subterrânea leva para atravessar uma destas barreiras em aproximadamente 56 anos. Portanto, entende-se que a compartimentação estratigráfica do aquífero pode influenciar o tempo de residência da água subterrânea em cada um dos estratos deposicionais e influenciar os valores de condutividade hidráulica horizontal.

A permeabilidade é altamente sensível e diretamente proporcional tanto ao tamanho quanto ao sortimento dos grãos dos padrões texturais sistemáticos da rocha e das heterogeneidades que caracterizam fácies genéticas (Galloway & Sharp, 1998b)

Seus efeitos podem ser relacionados à variação da composição granulométrica e à orientação das estruturas deposicionais, cujos efeitos já foram discutidos no capítulo 2. Assim, as diferenças de granulometria média entre os intervalos inferior e superior da Subunidade São Valentim podem levar a condutividades de valores

diferentes. A estratificação e o padrão de distribuição dos depósitos de preenchimento de canal definiriam uma direção de maior permeabilidade dentro dos estratos, na Subunidade São Valentim teria direção SE e na Subunidade Sarandi é NE.

Conclui-se que Aquífero Passo das Tropas é afetado por controles estruturais e deposicionais das diferentes escalas de heterogeneidades e anisotropias no comportamento hidrogeológico e que futuros trabalhos que envolvam o modelamento do comportamento hidrológico devam testar o modelo conceitual qualitativo sugerido.

4- CONCLUSÃO

1- O Sistema Fluvial Passo das Tropas representa a evolução da sedimentação inicial da seqüência meso-neotriássica, durante a qual ocorre a sobreposição de faixas de canal de preenchimento multiepisódico em um sistema fluvial de alta energia. O registro da deposição deste sistema fluvial é a sedimentação encontrada na unidade litoestratigráfica Membro Passo das Tropas. O estilo fluvial dominante observado foi entrelaçado perene, gerado em condições de taxa de subsidência constante, preenchendo em uma bacia extensional (meio gabren).

2- Este sistema fluvial pode ser dividido em duas seqüências deposicionais, que corresponde a dois tratos de sistema de baixa taxa de acomodação que aqui são informalmente denominadas de Subunidade São Valentim e Subunidade Sarandi, cujos respectivos vetores médios de paleocorrentes são SE e NE, e representam depósitos das redes de drenagem axial e transversal da bacia.

3- A Subunidade São Valentim, basal, corresponde a um conjunto de estratos de granulometria média/fina, cujo limite inferior, erosivo, equivale ao limite de seqüência meso-neotriássica. Nas seções gama de sub-superfície, ele é marcado por um pico de radioatividade sobre o qual ocorre uma seqüência de eletrofácies Sino e Funil que equivale à base da subunidade. Abaixo desse limite, registra-se uma sucessão de eletrofácies tipo Caixote de simetria regular que corresponde à Formação Sanga do Cabral; o limite superior é marcado por um nível de argilito de 20 centímetros de espessura e por um conglomerado intraformacional que corre de forma descontínua em escala regional.

4- A Subunidade São Valentim pode ser dividida em dois intervalos: o inferior é caracterizado por estratos tabulares de arenito de granulometria média, interpretados como depósitos de barras subaquosas de agradação frontal, com baixa preservação de finos; o superior se caracteriza por estratos tabulares e côncavo-sinuosos de arenito fino, interpretados como depósitos de barras subaquosas de agradação frontal com um componente lateral, com o aumento de preservação de finos em direção ao topo da unidade.

5- A Subunidade Sarandi, topo, corresponde a um conjunto de estratos de granulometria grossa, cujo limite inferior é erosivo com a Subunidade São Valentim e o superior é marcado pelo recobrimento abrupto dos depósitos pelíticos do Membro Alemoa, que nos perfis gama em subsuperfície é identificado pela inflexão entre os valores anormalmente elevados do topo da Subunidade e os comparativamente mais baixos dos pelitos no Membro Alemoa.

6- A Subunidade Sarandi pode ser dividida em dois intervalos: o inferior, caracterizado por camadas lenticulares de base côncava de arenito de grão grosso a muito grosso, preenchidas predominantemente por depósitos interpretados como barras subaquosas de agradação frontal e baixíssima preservação de depósitos de finos; o superior é formado por lentes biconvexas de arenito médio, interpretados como depósitos de barras subaquosas de agradação frontal com componente lateral, intercaladas com lentes côncavas síltico-argilosas.

7- A atuação dos controles alogênicos do sistema fluvial deu-se de forma combinada. A geração de falhas normais relacionadas a fase distensiva que afetou o setor sul-sudoeste da Bacia do Paraná e causou o aumento abrupto do espaço de acomodação, gerando o meio-gabren no qual se implantou a rede axial de drenagem (Subunidade São Valentim). Após o preenchimento da bacia, um segundo evento tectônico ocorre e ocasiona a mudança da vergência do assoalho da bacia, ocorrendo a ampliação da deposição da rede de drenagem transversal. O clima parece ter influenciado principalmente o suprimento sedimentar e a sazonalidade do regime hídrico perene que acompanhou toda a sedimentação do sistema fluvial.

8- Cada subunidade apresenta uma compartimentação estratigráfica que se caracteriza pelo empilhamento de corpos de geometria tabular/lenticular de grande extensão lateral, que representam episódios de deposição em que vigoram os controles autogênicos de deposição, durante os quais o nível de base estratigráfico permanecia estacionário.

9 - O Aquífero Passo das Tropas, na área de estudo, pode ser dividido em dois tipos: um, livre, corresponde aos pequenos aquíferos nos altos topográficos no sul e sudeste; o outro, confinado, restrito ao noroeste. A divisão é o resultado da atuação conjunta da compartimentação pós-deposicional e da erosão diferencial que afetaram os blocos estruturais que causaram a segmentação do aquífero.

10- As falhas normais NW-SE e NE-SW segmentam todas as unidades da área de estudo. Elas ocasionaram a compartimentação do Aquífero Passo das Tropas em blocos e sub-blocos estruturais, com zonas de deformação caracterizadas pela presença de bandas de deformação, *drag folds* e o preenchimento das superfícies de deslizamento por brechas de falha e lentes de *shale smears*.

11- As influências no comportamento do fluxo de água subterrânea no aquífero, resultantes do padrão estratigráfico e deposicional do Membro Passo das Tropas são: presença de uma barreira de permeabilidade vertical descontínua regional (conglomerados intraformacionais); variações verticais da condutividade hidráulica em função da composição granulométrica das subunidades São Valentim e Sarandi; condutividades hidráulicas estratificadas, em função do empilhamento estratigráfico, com redução das permeabilidades verticais associadas à superfície basal dos estratos (5ª ordem); anisotropias nas direções de fluxo preferencial causadas pela orientação dos paleocanais, identificados pelo padrão regional das paleocorrentes; formação de barreiras de permeabilidade locais, em função da presença de lentes pelítico/argilosas (Elementos Arquiteturais FF e FF(CH)).

12- As características identificadas a partir da análise estratigráfica e deposicional e da compartimentação estrutural afetam a escala operacional deste reservatório hidrogeológico. Seu reconhecimento e hierarquização permitirão a otimização de sua exploração, em função de as heterogeneidades e anisotropias identificadas serem responsáveis pelo comportamento da vazão e das características hidroquímicas apresentadas pelo aquífero.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ager, D. V. 1973. *The nature of the stratigraphical record*. Wiley & Sons Ltd, Devon. 151p.
- Aigner, T.; Schauer, M.; Junghans, W. D. & Reinhardt, L. 1995. Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from German Triassic. *Sedimentary Geology*, 100: 47-61
- Allen, J.R.L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (l. Devonian), Welsh Borders. *Sed. Geology*, **33**:237-293.
- Anderson, H. M. 1974. A brief review of the Flora of the Molteno Formation (Triassic), South Africa. *Paleontologia Africana*, **17**:111-129.
- Anderson, H.M., Anderson, J.M., 1970. A preliminary review of the uppermost Permian, Triassic and lowermost Jurassic of Gondwana land. *Palaeontologia Africana* 13, 1-22.
- Andreis, R.R.; Bossi, G.E.; Montardo, D.K. 1980. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v. 2, p. 659-73.
- Antonellini, M. & Aydin, A. 1995. Effect of faulting on fluid flow on porous sandstones: geometry and spatial distribution. *AAPG Bulletin*, 79 (5): 642-671.
- Antonellini, M. & Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow on porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, **78**: 355-377.
- Araújo, D.C. & Gonzaga, T.D. 1978. Uma nova espécie de Jachaleria (Therapsida, Dycinodontia) do Triássico do Brasil. 2^o. Congresso Argentino de Paleontologia y Bioestratigrafía, Buenos Aires, *Anais*, p.143-148.
- Ashley, G. M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (1) 160-172.
- Aydin, A. & Johnson, A. M. 1983. Analysis of faulting on porous sandstones. Great Britain, *Journal of Structural Geology*, 5 (1): 19-31.
- Azambuja Filho, N.C. (Coord.), Medeiros, R. A., Milani, E.J., França, A.B & Costa, L.C.M. 1998. *Virtual Field Trip and Guidebook to the Southern Paraná Basin*. ABGP/AAPG Internacional Conference and Exhibition. Rio de Janeiro. CD-ROM.
- Barberena M. C., Bortoluzzi C.A. 1977. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, **7**:111 -129.
- Beltrão R. 1965, Paleontologia de Santa Maria e São Pedro do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim do Instituto de Ciências Naturais da Universidade Federal de Santa Maria*, **2**, 3-114.
- Berthan, P. A.; Tailing, P. J. & Burbank, D. W. 1993. Braided Stream and Flood-plain deposition in a rapidly aggrading Basin: The Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. In: Best, J. L. & Bristow, C. S. (Ed.) *Braided Rivers*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. **75**: 177-194.
- Beurlen, K. 1953 . Estratigrafia e Paleogeografia das Formações Gondwânicas no Sul do Brasil. *Div. Geol. Min. Agricultura, Notas Preliminares e Estudos*, Rio de Janeiro, **59**: 1-10.
- Beurlen, K., Martins, E.A. & Sena Sobrinho, M. 1955. Formações gondwânicas do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional, Série Geologia*, Rio de Janeiro, 22, 55p.
- Blum, M.D. & Törnqvist, T. 2000 Fluvial response to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (Suppl 1), 2 48.
- Borba, C. 1996. Heterogeneidades Estruturais em Reservatórios: Geometria e Distribuição de Falhas. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Estadual de Campinas, 170 p.
- Bortoluzzi, C.A. 1974. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 4(1): 7-86.

- Bortoluzzi, C. A. 1971. *Contribuição à Geologia da Região da região de Santa Maria, Estado do Rio grande do Sul*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 90 p.
- Bortoluzzi, C. A.; Guerra-Sommer, M. G. & Klepzig, M. C. 1985. Tafoflora Triássica da Formação Santa Maria, RS, Brasil: I-Equisetales, Ginkgoales, Coniferales e Pteridophylla, *In: Coletânea de Trabalhos Paleontológicos - Brasília, DNPM*. p. 539-549.
- Bortoluzzi, C.A. & Barberena, M.C. 1967. The Santa Maria beds in Rio Grande do Sul (Brazil). *In: Bigarella, J.J., Becker, R.D., Pinto, I.D. (eds.): Problems in Brazilian Gondwana Geology*. UFPR, Curitiba, p.169-194.
- Bridge, J. S. 2003. *Rivers & Floodplain –Forms, Process and Sedimentary Records*. Blackwell publishing, Cornell (UK). 491 p.
- Bridge, J. S. & Diemer, J. A. 1983. Quantitative Interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, **30**: 599-623.
- Bridge, J. S. & Gordon, E. A. 1985. The Catkill magna facies of New York State. In Flores, R. M. & Harvey, M. D. (eds.) *Field guide to modern and ancient fluvial Systems in the United States*. 3rd Int. Sedimentology Conf. Fort Collins, Colorado, pp. 3-17.
- Bridge, J. S. & Tie, R. S. 2000. Interpreting the dimensions of Ancient Fluvial Channel Bars, Channels, and Channel Belts from Wire line-Logs and Cores. *AAPG Bull.*, **84** (8): 1205-1228.
- Bridge, J.S. & Leeder, M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, **26**, 617-644.
- Bridge, J.S. & Mackey, S.D. 1993 A revised alluvial stratigraphy model. *In: Alluvial Sedimentation* (eds.) M. Marzo & C. Puigdefabregas), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publishers*, **17**, 319-336.
- Brookfield, M.E. 1977. The origin of Bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology* **24**: 303-332.
- Bryant, I. D. & Flynt, S. 1993. Quantitative Clastic reservoir geological modeling: problems and perspectives. *In: Flint, S. & Bryant, I. D. (eds.) Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs*. Int. Ass. Sedim. Spec. Public. **15**:3-20.
- Campbell, C. V. 1976. Reservoir Geometry of fluvial sheet sandstone. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **60**:1009-1020.
- Campos, H. C. N. S. 1999. Modelación conceptual y matemática del Acuífero Guaraní, Cone Sur. Mapa Hidrogeológico do Aquífero Guaraní. *Acta Geológica Leopoldensia*, **23**(4): 3-50.
- Cant, D. J. & Walker, R. G. 1978. Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**: 625-648.
- Cant, D. J. 1992. Subsurface facies analysis. *In: Walter, R. G. & James, N. P. (Eds.). Facies Models – Response to sea level changes*. Montreal, Geological Association of Canada. p. 27-4.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, **66**:1-74.
- Christofolleti, A. 1981. *Geomorfologia Fluvial*. Edgard Blücher, São Paulo, 311p.
- CPRM- Serviço Geológico do Brasil, 2005. *Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo*. DNPM/CPRM, 1986.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 1994. *Mapa Hidrogeológico da Folha de Santa Maria, 1:100.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Projeto Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos - SUREG-PA.
- Da Rosa , A. A. S. & Faccini, U. F. 2005. Delimitação de blocos estruturais em seqüências mesozóicas na região central do Estado do Rio Grande do Sul. *Gæa* , **1**:(1)16-23.

- Da Rosa, A. A. S. 2005 *Paleoalterações em depósitos sedimentares de planícies aluviais do Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil: Caracterização, análise Estratigráfica e Preservação Fossilífera*. Tese de Doutorado, PPGeo/UNISINOS 2V, 254 p.
- Davis, W. 1899. The geographical cycle. *The Geographical Journal*, XIV, (4):481-504.
- Davis, J. L. & Annah, A. P. 1989. Ground-Penetrating-Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37:531-551.
- De Ros, L. F.; Sommer, M. G. & Tomazelli, L. J. 1999. Moldes de cristais de gipsita como pseudofósseis no Arenito Botucatu, RS. *Pesquisas*. 25 (2): 21-27
- Delaney, P.J.V. & Gõni, J. 1963. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, 8/9:3-21.
- Della Fávera, J. C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia*. Rio de Janeiro, EduUERJ, 264p.
- Doe, T. W. & Dott Jr., R. H., 1980. Genetic significance deformed cross bedding – with examples from the Navajo and Weber sandstone of Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (3): 0793-0812.
- Doverton, J. H. 1994. Geologic log interpretation. Tulsa (USA). SEPM-Society for Sedimentary Geology. 196 p. (Short Course nº 29)
- Dreyer, T.; Falt, L. M.; Høi, T.; Knarud, R.; Steel, R. J. & Cuevas, J. L. 1993. Sedimentary Architecture of field analogues for reservoir information (safari): a case study of the fluvial Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. In: Flint, S. S.; Bryant, I. D. The Geological modeling of Hydrocarbon reservoirs and outcrop analogues. Int. Assoc. Sediment Special. Publication, 15: 57-80.
- Du Toit, A.L. 1927. *Comparação geológica entre a América do Sul e a África do Sul*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM. 179p. (tradução).
- Eichhbl, P. *et al.* 2004. Paleo-fluid flow and deformation in the Aztec Sandstone at the Valley of Fire, Nevada – Evidence for the coupling of hidrogeologic, diagenetic, and tectonic process. *GSA Bulletin*, 116 (9/10): 1120-1136.
- Emery, D. & Myers, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford (UK). Blackwell Science. 298 p.
- Feitosa, F. A. C. & Manoel Filho, J. 2000. Hidrogeologia: conceitos e aplicações (2ª ed.). CPRM/REFO-LABHID-UFPE. 391p.
- Ethridge, F.G. & Schumm, S.A. 1978 Reconstructing paleochannel morphologic and flow characteristics: methodology, limitations, and assessment. In: *Fluvial Sedimentology* (ed. A. D. Miall), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 703-721.
- Faccini, U. F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação*. Porto Alegre, PPGeo-UFGRS, *Tese de Doutorado*, (2vol.), 322 p., Documentação Anexa, 23 Fig.
- Faccini, U. F. & Paim, P. S. G. 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: Severiano Ribeiro, H. J. P. *Estratigrafia de Seqüências - Fundamente e Aplicações*. São Leopoldo, Editora da Unisinos, 341-392.
- Faccini, U. F.; Giardin, A.; Machado, J. L. F., 2003. Heterogeneidades litofaciológicas e hidroestratigrafia do Sistema Aquífero Guarani na Região Central do Rio Grande do Sul. In: Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. & Neto, R. G. *Geometria, Arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - um estudo de casos*. São Leopoldo, Editora Unisinos(convênio 88.98.0750.00 – PADCT III), p. 147-173.
- Faccini, U.F. 1989. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul – Uma Análise sobre o Ponto de Vista das Seqüências Depositionais*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 133 p., 2 vol.
- Feitosa, F. A. C. & Manoel Filho, J. Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Fortaleza, CPRM/REFO, LABHID-UFPE. 391p.
- Fielding, C. R. & Crane, R. C. 1987. An application of statistical Modelling to the Prediction of Hydrocarbon Recovery Factors in fluvial reservoir sequences. In: Ethridge, F. G.; Flores, R. M. &

- Harvey, M. D. (Eds.) 1987. *Recent developments in fluvial sedimentology*. SEMP Spec. Publ. 39:321-327.
- Fisk, H. N. 1952. Geological investigation of the Atchafalaya basin and the problem of Missisipi River diversion. US Army corps of Engineers, Waterways Experimental groups, Viscksburg, Mississipi (2 vol.).
- Fiusa-da-Rocha, J. & Scorza, E.P. 1940. Estratigrafia do carvão em Santa Catarina. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, 104:1-157.
- Florenzano, T. G. (2002) *Imagens de Satélite para Estudos Ambientais*. Oficina de Textos, São Paulo, 97 p.
- Fonseca, M. M. 1999. *Caracterização Faciológica das Formações Santa Maria (Membro Alemoa) e Caturrita: uma interpretação da tipologia dos sistemas fluviais*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 132p.
- Freeze, R. A. & Witherspoon, P. A. 1967. Theoretical Analysis of Regional Ground Water Flow. II-Efect of Water Table configuration and Subsurface Permeability variations. *Water Recourses Research*, 3 (2): 623-634.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. 1993. *Goundwater*. New Jersey (EUA). Prentice-Hall. 604 p.
- Friend, P. F. 1983. Toward the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson, J. D. & Lewin, J. (Eds.). *Modern and Ancient Fluvial Systems*. IAS Special Publications, 6: 345-354.
- Galloway, W. E. & Sharp Jr., J. M. 1998a. Characterizing aquifer heterogeneity within terrigenus clastic depositional systems. In: Fraser, G. S. & Davis, J. M. (Eds.). *Hidrogeologic Models of Sedimentary Aquifers*. Tulsa (EUA), SEMP Special Publications, p. 91-106. (Concepts in Hidrogeology and Environmental Geology nº 1)
- Galloway, W. E. & Sharp Jr., J. M. 1998b. Hydrogeology and Characterization of Fluvial Aquifer Systems. In: Fraser, G. S. & Davis, J. M. (Eds.). *Hidrogeologic Models of Sedimentary Aquifers*. Tulsa (EUA), SEMP Special Publications, p. 91-106. (Concepts in Hidrogeology and Environmental Geology nº 1)
- Gamermann, N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas*, 2: 5-36.
- Garcia, A. J. et al. 2003. Controle diagenético na evolução e distribuição do espaço permoporoso do Aqüífero Passo das Tropas, Santa Maria, RS. In: PAIM, P. S. G.; Faccini, U. F. & Netto, R. G. Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares: estudo de casos. São Leopoldo, UNISINOS, 174-344.
- Gasparetto, N.V.L.; Medeiros, E.R.; Veiga, P.; Maciel Filho, C.L.; Sartori, P.L.P. & Menegotto, E., 1988. *Mapa geológico da Folha de Santa Maria – RS, Escala 1:50.000*. Convênio Finep – UFSM.
- Gellis, A. C.; Hereford, R.; Schumm, S. A. & Hayes, B. 1990. Channel evolution and hidrologic variations in the Colorado River basins: factor influenting sediment and salt loads. *Journ Hidrology*, 124: 317-344.
- Giardin, A & Faccini, U. F. 2004 Complexidade hidroestratigráfica e estrutural do sistema aqüífero guarani: abordagem metodológica aplicada ao exemplo da área de Santa Maria-rs, Brasil. *Rev. Águas Subterrâneas*, 18:39-54.
- Giardin, A. & Faccini, U. F. 2002. Heterogeneidades faciológicas e hidroestratigrafia do Aqüífero Guarani na região central do Rio Grande do Sul: abordagem metodológica e resultados preliminares. In: 120. Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, ABAS, Florianópolis-SC, 16p., *Anais*, CD-ROM.
- Godin, P. 1991. Finning-upward cycles in the sandy-braided river deposits of the Westwater Canyon Member (Upper Jurrasic), Morrison Formation, New Mexico. *Sedimet. Geology* 70: 61-82.
- Goñi, J. C. & Delaney, P. J. V. 1961. Estudo estatístico dos minerais pesados da Formação Botucatu, Rio Grande Do Sul (Brasil) e Uruguai. *Boletim da Universidade do Paraná: Geologia*, Curitiba, 6:1-27.
- Gordon Jr. M., Brown, R., 1952. Plantas Triássicas do Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia, 54, 1-7.

- Gordon Jr., M., 1947. Classification of the Gondwanic Rocks of Paraná, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos, Divisão de Geologia e Mineralogia* 81, 1-19.
- Gellis, A. C.; Hereford, R.; Schumm, S. A.; Hayes, B. 1990. Channel evolution and hydrologic variations in the Colorado River basins: fator influencing sediment and salt loads. *Journ Hydrology*, **124**:317-344.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Kleipzig, M. & Ianuzzi, R. 1999. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *Jour. African Earth Sci.*, **29**(1):243-255.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Kleipzig, M., 2000. The Triassic taphoflora from Parana Basin, Southern Brazil: an overview. *Rev. Bras. Geocienc.* **30** (3), 477– 481.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Kleipzig, M., Bortoluzzi, C., 1985. A Tafoflora Triassica da Formação Santa Maria, Bacia do Parana, Brasil e sua importância bioestratigráfica. *Memórias, 3º Congresso Latinoamericano de Paleontologia y Simposio sobre Floras del Triassico Tardio, su Fitogeografia y Paleoeecologia*, Mexico, pp. 33-41.
- Guiraud, M. & Séguret, M. 1987. Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin, northern Spain. In: JPNES, M. E. & Preston, M. F. *Deformation of Sediment and Sedimentary Rocks*. Oxford (UK). The Geology Society/Blackwell Scientific Publications. 123-136.
- Hancock, P. L. 1985. Brittle Microtectonics: principle and practice. *Journal of Structural Geology*, **7**(3/4):437-457.
- Haszeldine, R. S. 1983b. Descending tabular cross-bed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of north-est England. In: Collinson J.D., Lewin J. (eds.) *Modern and Ancient fluvial systems. Int. Assoc. Sedimentology Spec. Publ.* **6**:449-456.
- Haszeldine, R.S. 1983a. Fluvial bars reconstructed from a deep, straight channel, Upper Carboniferous coalfield of northeast England. *J. Sediment Petrol.* **53**:1233-1248.
- Heath, R. C. 1983. *Hidrologia Básica de Água Subterrânea*. USGS – water supply paper, 2220, 84p. (versão português)
- Hellen, P.L. & Paola, C. 1996. Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *J. Sedim. Res.*, **66**: 297-306.
- Huene, F. Von. & Stahlecker, R. 1931. *Observações geológicas no Rio Grande do Sul*. Boletim do Instituto de Ciências Naturais, Santa Maria, Universidade Federal de Santa Maria, 3:3-62. (Traduzido por Beltrão, R. & Neumaier, M., 1968).
- Huggenberger, P. & Aigner, T. 1999. Introduction to the special issue on aquifer-sedimentology: problems, perspectives and modern approaches. *Sedimentary Geology*, 129 179-186.
- Jabur, I. C. 1979. *Paleocorrentes da Formação Botucatu entre os Graus de Jaguari e São Francisco*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 87p.
- Jackson, R. G. II. 1975. Hierarchical attributes and a unifying model of bed forms composed of cohesionless material and produced by shearing flow. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 1523-1533.
- Jervey, M. T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendal, C. G. S. C.; Posamentier, H. W.; Ross, C. A.; Van Wagoner, J. C. (eds.). *Sea-level changes - an integrated approach*. Tulsa, SEPM. p. 47-69.
- Jones, C.M. & McCabe, P.J. 1980. Erosion surfaces within giant fluvial cross-beds of the Carboniferous in northern England. *J. Sedimentology Petrology*, **50**:613-620.
- Lane, E. W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering. *Am Soc. Civil Eng. Proc.* **81**:745-1-745-17.
- Langbein, W. B. & Schumm, S. A. 1958. Yields of sediment in relation to mean annual precipitation. *Am. Geophysics Union Trans.* **39**:1076-1084.

- Lavina, E. L. 1992. *Geologia sedimentary e paleografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scitiano) da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 512 p.
- Leeder, M. R. 1987. Sediment deformation structure and paleotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. In: Jones, M. E. & Preston, M. F. *Deformation of Sediment and Sedimentary Rocks*. Oxford (UK). The Geology Society/Blackwell Scientific Publications. 137-146
- Leeder, M. R. 1993. Tectonic control upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture; implications for hydrocarbon reservoir development and characterization. In: Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Leeder, M. R. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basin*. Oxford, Blackwell. 300p.
- Leopold, L. B. & Langbein, W. B. 1962. The concept of entropy in landscape evolution. US Geol. Prof. Pap. 500A.
- Leopold, L. B.; Wolmann, M. G. & Miller, J. P. 1964. *Fluvial processes in Geomorphology*. San Francisco (USA), Freeman, 520p.
- López-Gamundi, O., Espejo, I., Conaghan, P.J. & Powell, C.M.A. 1994. Southern South America. In: Veevers, J.J & Powell, C.M.A. (eds.). *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. **184**:281-329. (GSA Memoir)
- Lowe, D. R. 1975. Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* **22**:157-204.
- Lowe, D. R. 1976. Subaqueous liquefaction and fluidized sediment flows and their deposit. *Sedimentology* **23**: 285-308.
- Machado, J. L. F. 2005. *Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, PPGEO/UNISINOS, São Leopoldo. 254 p.
- Maciel Filho, A. Mapa Geotécnico da Cidade de Santa Maria. Santa Maria, *Escala 1:50.000*. Convênio Finep – UFSM.
- Marthinsen, O. J.; Ryseth, A.; Heiland-Hansen, W.; Flesche, H.; Torkildsen, G. & Idil, S. 1999. Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sandstone (Campanian) Rock Spring Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology* **46**: 235-260.
- Martins, E. A., Sena Sobrinho, M. & Beurlen, K. 1955. Novos reconhecimentos geológicos no Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, **19**:1-21. (Série Geologia)
- Maxey, G. B. 1964. Hydrostratigraphic Units. *Journal of Hydrology*, **2**: 124-129.
- Mayo, A. L.; Morris, T. H.; Peltier, S.; Petersen, E. C.; Payne, K.; Holman, L. S.; Thingey, D.; Fogel, T.; Black, B. G. & Gibbs, T. D. 2003. Active and inactive groundwater flow systems: evidence from a stratified, mountainous terrain. *GSA Bulletin*, **115** (12): 1456-1472
- Miall, A. D. 1991. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 497-505.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Miall, A.D. 1988. Architectural Elements and Bounding Surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayena Formation (lower Jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, **55**: 233-262.
- Miall, A. D. 1985 Architectural-Elements Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, **22**: 261-308.
- Miall, A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment: *Earth Science Reviews*, **13**:1-62.

- Miall, A.D. & Tyler, N. (eds.) 1992. *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and Its Implications for Hydrocarbon Discovery e Recovery*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology. 309 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology – vol. 3).
- Milani 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.), 2000, *Geologia do Rio Grande do Sul*, Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p. 275-302 p.
- Milani, E. J., 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado, Curso de Pós Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255p.
- Mills, P. C. 1983. Gênese and diagnostic value of soft-deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*. **35**: 83-104.
- Mitchum, R. M.; Vial, P. R. & Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, part 2: Depositions Sequence as a Basic Unit for Seismic Stratigraphic Analysis. In: Payton, C. E. (ED). *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir. 26:53-62.
- Montardo, D. K. 1982. *Estudo geológico dos sedimentos do Gondwana Superior da região de Candelária e Santa Cruz do Sul*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 142 p.
- Moraes-Rego, L. F. de 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio, 46:1-110.
- Oliveira, E.P. 1918. *Regiões carboníferas dos Estados do Sul*. Imprensa Nacional. Rio de Janeiro, 125p.
- Oliveira, E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. 172p. (Monografia, 6).
- Oliveira, E.P. 1930. Rochas triássicas do Estado do Paraná. *Anais Acad. Bras. Cienc.* Rio de Janeiro, **2**(3):131-6.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: JONES, M. E. & Preston, M.F. *Deformation of Sediment and Sedimentary Rocks*. Oxford (UK). The Geology Society/Blackwell Scientific Publication. 11-24.
- Paim, P. S. G.; Garcia, A. J. V.; Faccini, U. F.; Lavina, E. L. C. 2003. GEOARQ, uma abordagem integrada e aplicada a geologia sedimentar. In: Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. & Neto, R. G. *Geometria, Arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares - um estudo de casos*. São Leopoldo, Editora Unisinos (convênio 88.98.0750.00 – PADCT III), 239p.
- Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the lavas (South America): classification of magma types and their spatial distributions. *Bulletin of Volcanology*, **55**:119-139.
- Piccirillo, E. M.; Melfi, A. J.; Comin-Chiaromonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L. S.; Nary, A. J. R.; Pacca, I. G.; Roisenberg, A. & Stolfa, D. 1988. Continental flood volcanism from Paraná Basin (Brasil). In: MACDOUGALL (ED). *Continental Flood Basalts*, 195-238).
- Pierini, C.; Mizusaky, A. M. P.; Scherer, C. M. S.; Alves, D. B. 2002. Integrated stratigraphic and geochemical study of the Santa Maria and Caturrita formations (Triassic of the Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**: 669–681.
- Pinto, I. D. 1956. Artrópodos da Formação Santa Maria (Triássico Superior) do Rio Grande do Sul, com notícias de alguns restos vegetais. *Bol. da Soc. Bras. de Geol.*, **51**:75-87.
- Posamentier, H.W., and Allen, G.P., 1999, *Siliciclastic sequence stratigraphy—Concepts and applications*. EPM/Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 209 p. (Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 7,)
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic pattern in foreland ramp-type basins. *Geology*, **21**:455-458.
- Rawling, G. C.; Goodwin, L. B. & Wilson, J. L. 2001. Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. *Geology*, **29** (1): 43-46.

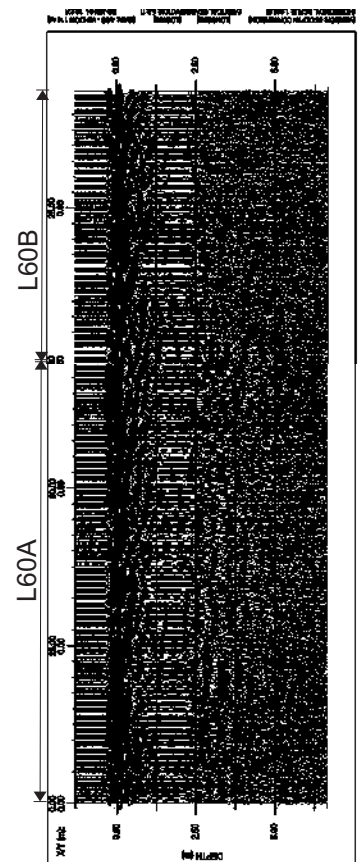
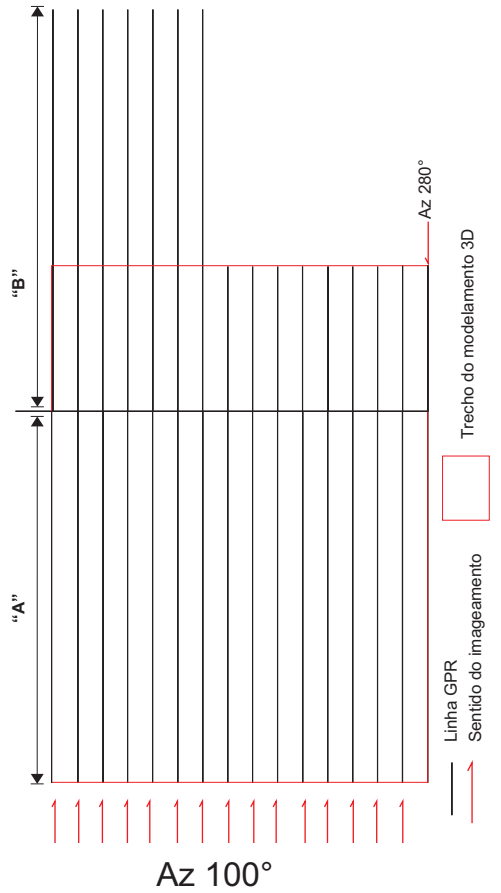
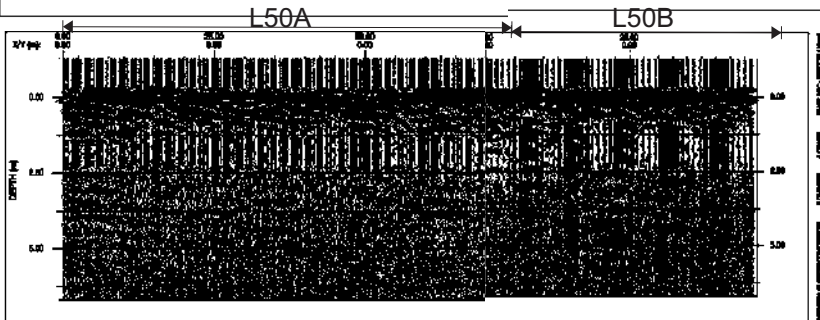
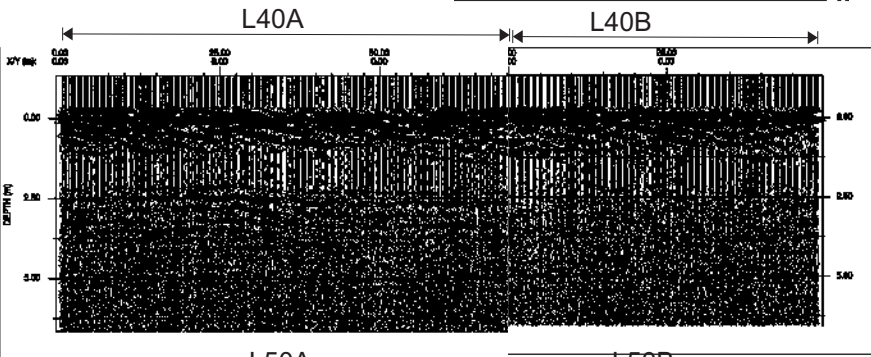
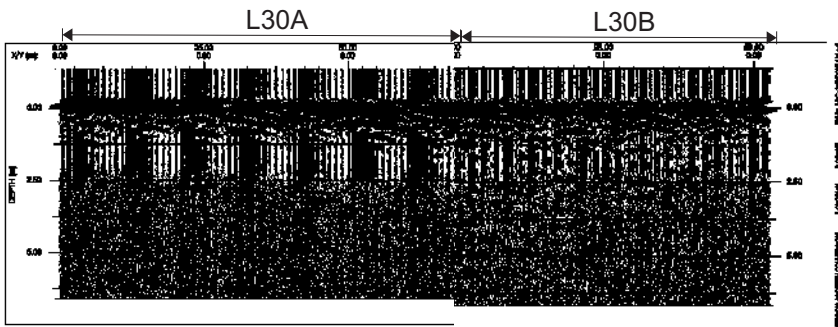
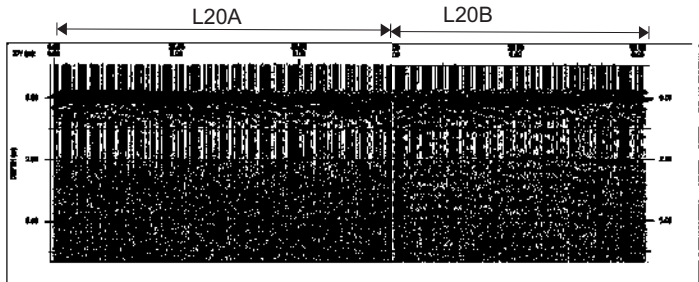
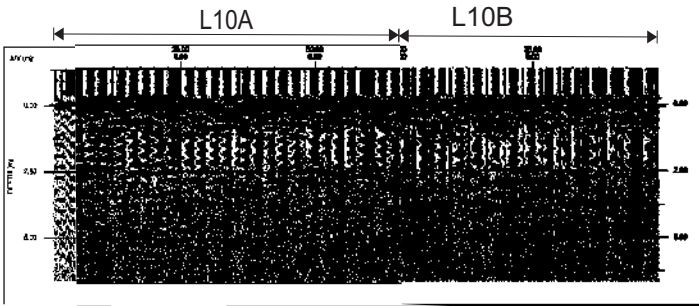
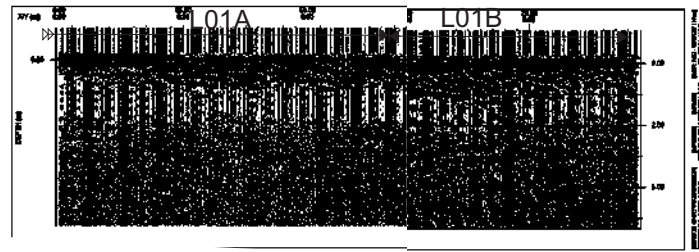
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environment* (2^a Ed) Springer-Verlag, Berlin. 551 p.
- Retallack G. 1977. Reconstructing Triassic vegetation of Eastern Australasia: a new approach for the Biostratigraphy of Gondwanaland. *Alcheringa*, **1**:247-77.
- Rust, B. R. 1978. A classification of Alluvial Channel systems. In: Miall, A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Can Soc Petrol. Geol. Mem. **5**:187-198.
- Selby, M. J. 1993. *Hillslope Material and Process*. Oxford University Press, Oxford. 466 p.
- Scherer, C.M.S.; Faccini, U.F. & Lavina, E.L.C. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.), 2000, *Geologia do Rio Grande do Sul*, Edição CIGO/UFRGS, Porto Alegre, 444 p.
- Schneider, R.L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A., Daemon, R.F., Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: 28^o. Congr. Bras. Geol., SBG, P. Alegre (RS), *Anais*, v.1:41-65.
- Schumm, S.A. 1993. River response to base level change: implications for sequence stratigraphy. *Jour. of Geology*, **101**:279-294.
- Schumm, S.A. 1988. Variability of the fluvial system in space and time. In: Rosswall T. Woodmansee R. G. Risser P. G. (eds) *Scale and Global change*. Willey, New York. p 250-250.
- Schumm, S. A. 1985 Explanation and extrapolation in geomorphology: seven reasons for geologic uncertainty. *Trans Jpn. Geomorphol Union* **6**: 1-18.
- Schumm, S.A. 1981. Evolution and response of the fluvial system. Sedimentological implications. In: Ethridge, F.H. & Flores, R.M. (eds.): *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*
- Schumm, S. A. 1979. Geomorphic Thresholds: the concept and its application. In: Miall, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Germany/Italy. Springer-Verlag, 582 p.
- Schumm, S.A. 1977. *The Fluvial System*. Willey, New York. 337 p.
- Schumm, S. A. 1968. River adjustment to altered hydrologic regimen, Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U. S. Survey Pro. Paper* 598, 65p.
- Schumm, S.A. and Brakenridge, G.R. 1987. River responses. In: Ruddiman W.F., Wriht H.E. Jr. (eds.) North America and adjacent oceans during the last deglaciation. *Geol. Soc. Am. Geol. North Am.* **K-3**:221-240.
- Schumm, S.A. & Ethridge, F.G. 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: Dalrymple, R.W., Boyd, R. & Zaitlin, B.A. (eds.): *Incised-valleys systems: origin and sedimentary sequences*. SEPM Spec. Publ. **51**:11-27.
- Schumm, S. A. & Khan, H. R. 1972. Experimental Study of Channel Patterns. *Geological Society of American Bulletin*. **83**: 1755-1770.
- Shanley, K.W. & McCabe, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bull.*, **78**(4): 544-568.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanism. *Journal of Geological Society of London*, **133**: 191-214.
- Soares, P.C. 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(4):229-251
- Tindall, S. E. 2006. Jointed deformation bands may not compartmentalize reservoirs. *AAPG Bulletin*, **90** (2): 177-192
- Tommasi, E. 1973. Geologia do flanco sudeste da Bacia do Paraná: Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. 27^o. Cong. Bras. Geol., *Anais*, Aracaju, v.3: 179-188.

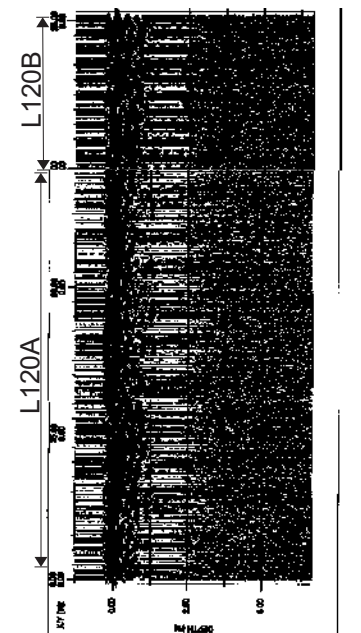
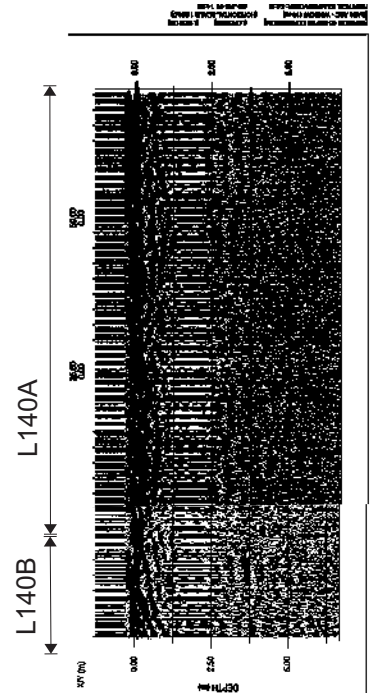
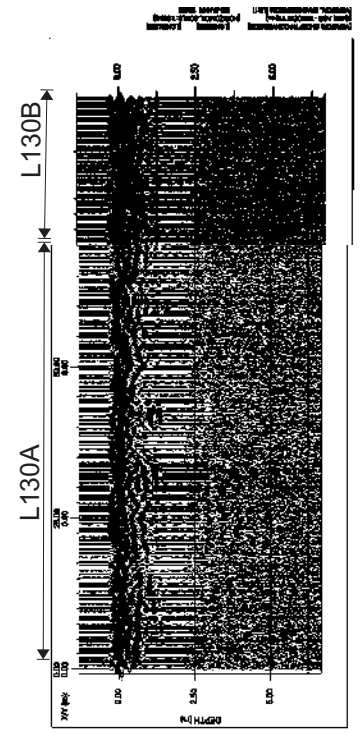
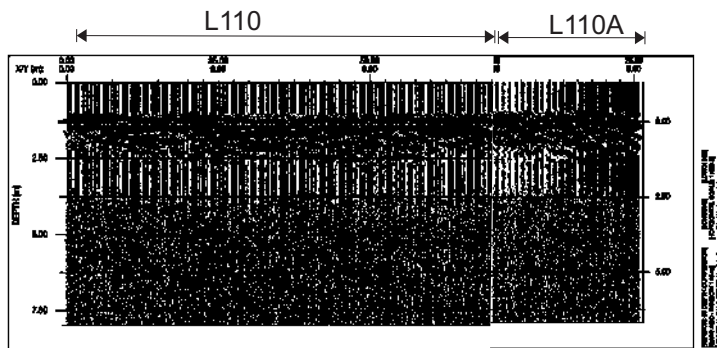
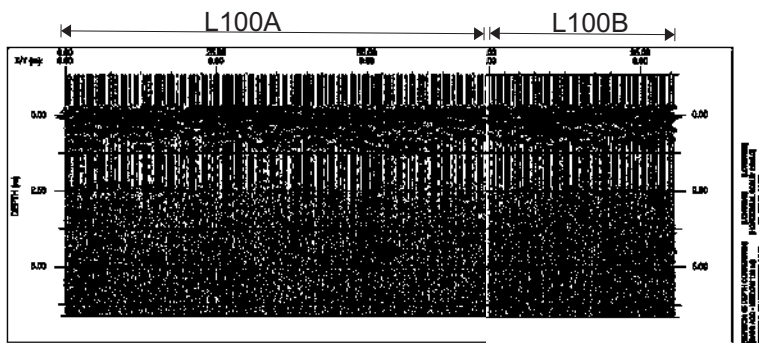
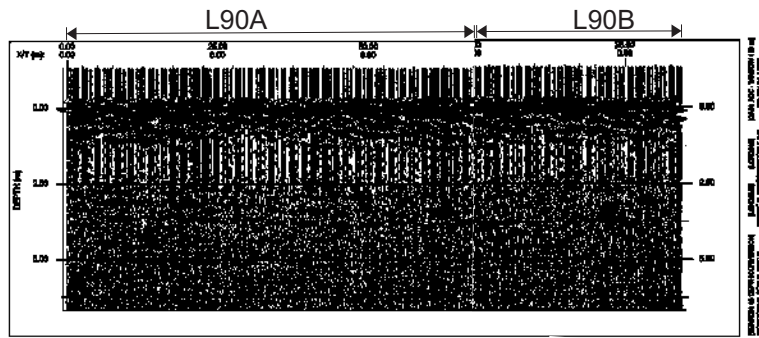
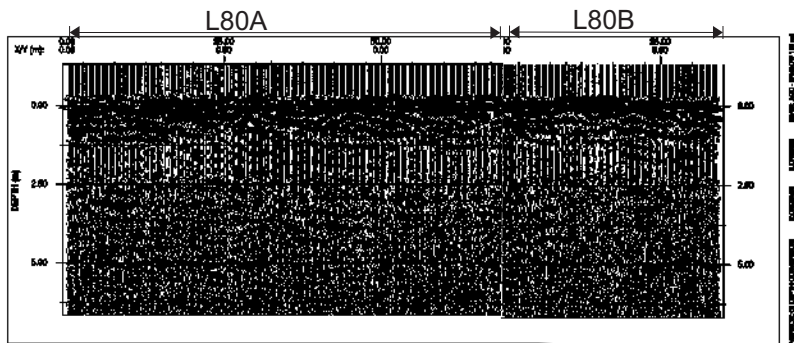
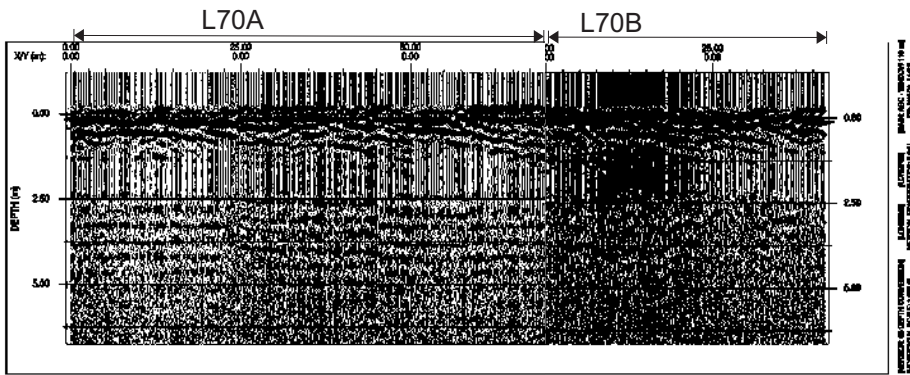
- Van Loon, A. J. & Brodzikowski, K. 1987. Problems and progress in the research on soft deformations. *Sedimentary Geology*, **50**:167-193.
- Walker, R.G. & James, N.P. (eds.) 1992. *Facies Models – response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canadá, 454 p.
- Wells, N. A.; Richards, S. S.; Peng, S.; Hudson, J. A. & Copsey, C. J. 1985. Fluvial process and recumbently folded crossbeds in the Pennsylvanian Sharon Conglomerate in Summit Country, Ohio, USA. *Sedimentary Geology*, **85**: 63-83.
- White, I.C. 1908. *Relatório final da Comissão de Estudos da Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. Relatório sobre as "Coal Measures" e rochas associadas do Sul do Brasil. Parte I: Geologia. 300p. (Português e inglês).
- Willian, P F & Rust B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *J. Sedimentology Petrology* **39**: 649-679.
- Wizevich, M. C. 1993. Depositional controls in a bedload-dominated fluvial system: internal architecture of the Lee Formation, Kentucky. Amsterdam, *Sedimentary Geology*, **85**: 537-556.
- Woodward, A.S. 1907. On some fossil reptilian bones from State of Rio Grande do Sul - Considerações sobre alguns fósseis do Estado do Rio Grande do Sul. *Revista do Museu Paulista*, São Paulo, **7**: 46-57. (Português e Inglês).
- Zerfass, H. 2003. *História tectônica e sedimentar da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul) e comparação geológica com as Bacias Ischigualasto e de Cuyo (Argentina)*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 180 p.
- Zerfass, H., Garcia, A.J.V., Susczynski, A.M., Lavina, E.L., 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectonosedimentar. *Acta Geol. Leopold.* **23** (51): 61– 84.
- Zerfass, H.; Lavina, E.L.; Schultz, C.L.; Garcia, A.J.V.; Faccini, U.F. & Chemale Jr., F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, **161**(1-2):85-105.

ANEXOS

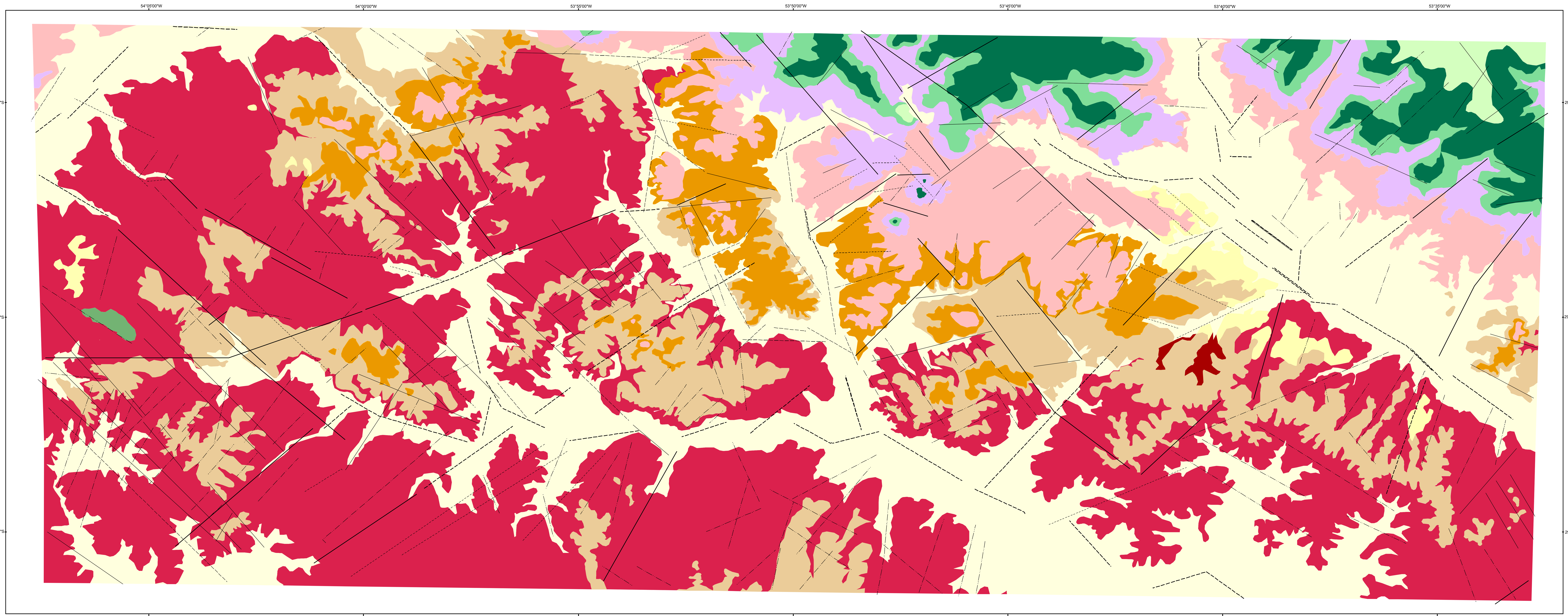
ANEXO I - RADARGRAMAS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
Mapeamento e Arquitetura Depositional do Sistema Fluvial Passo das Tropas na Região de Santa Maria
Seções GPR - Malha A e B das Seções GPR - Ponto 200





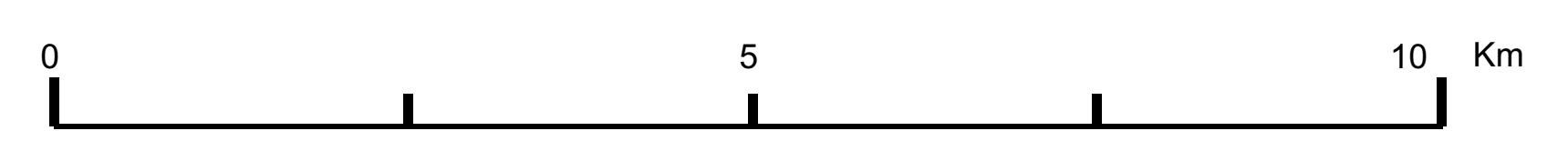
ANEXO II – Mapa Geológico da Região de Santa Maria – Escala 1:50.000 - CD



Mapa Geológico da Região de Santa Maria.

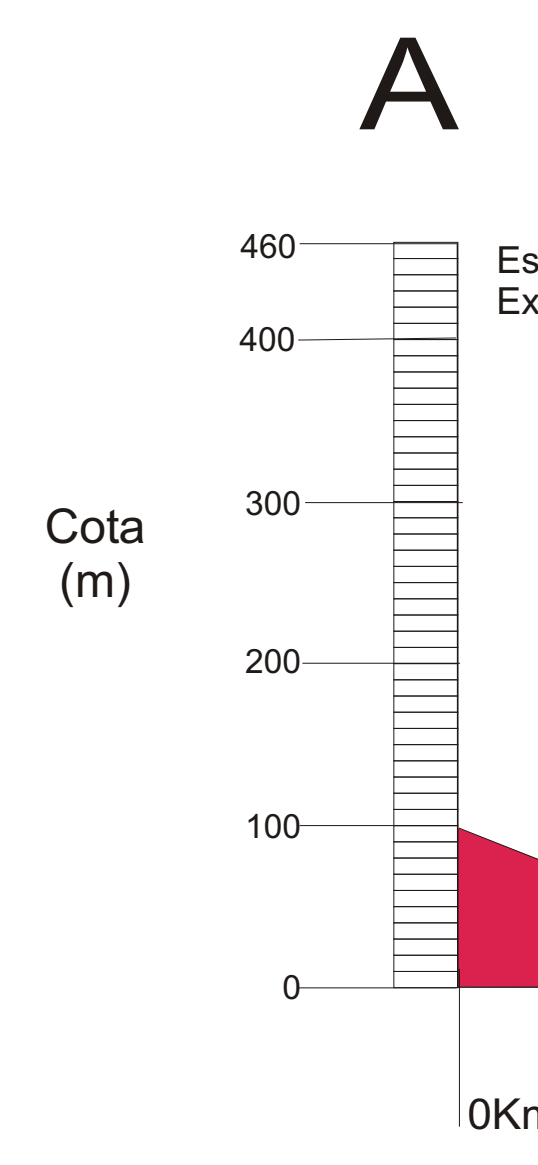
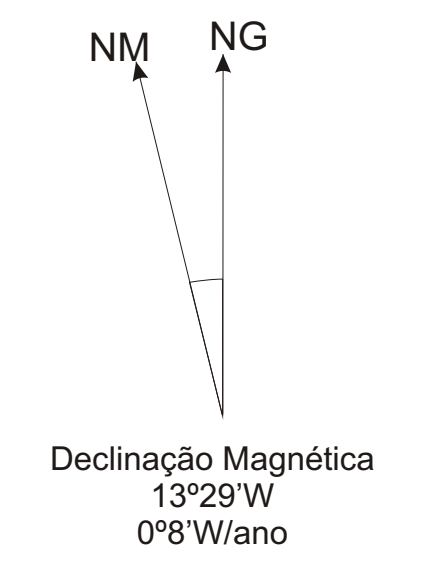
- | | | |
|------------------------------------|---------------------------------------|--|
| — Falha Normal | Depósitos quaternários | Formação Botucatu |
| - - - Falha Normal Encoberta | Depósitos terciários | Formação Caturrita |
| - · - · Falha Normal Inferida | Corpos hipobissais | Formação Santa Maria: Membro. Alemoa |
| - - - lineamento encoberto | Formação Serra Geral: Unidade Gramado | Fm. Santa Maria: Membro Passo das Tropas (Subunidade Sarandi) |
| A / B | Formação Serra Geral: Unidade Caxias | Fm. Santa Maria: Membro Passo das Tropas (Subunidade São Valentim) |
| alto Movimento relativo dos blocos | | Formação Sanga do Cabral |
| baixo | | |

Escala - 1:50.000



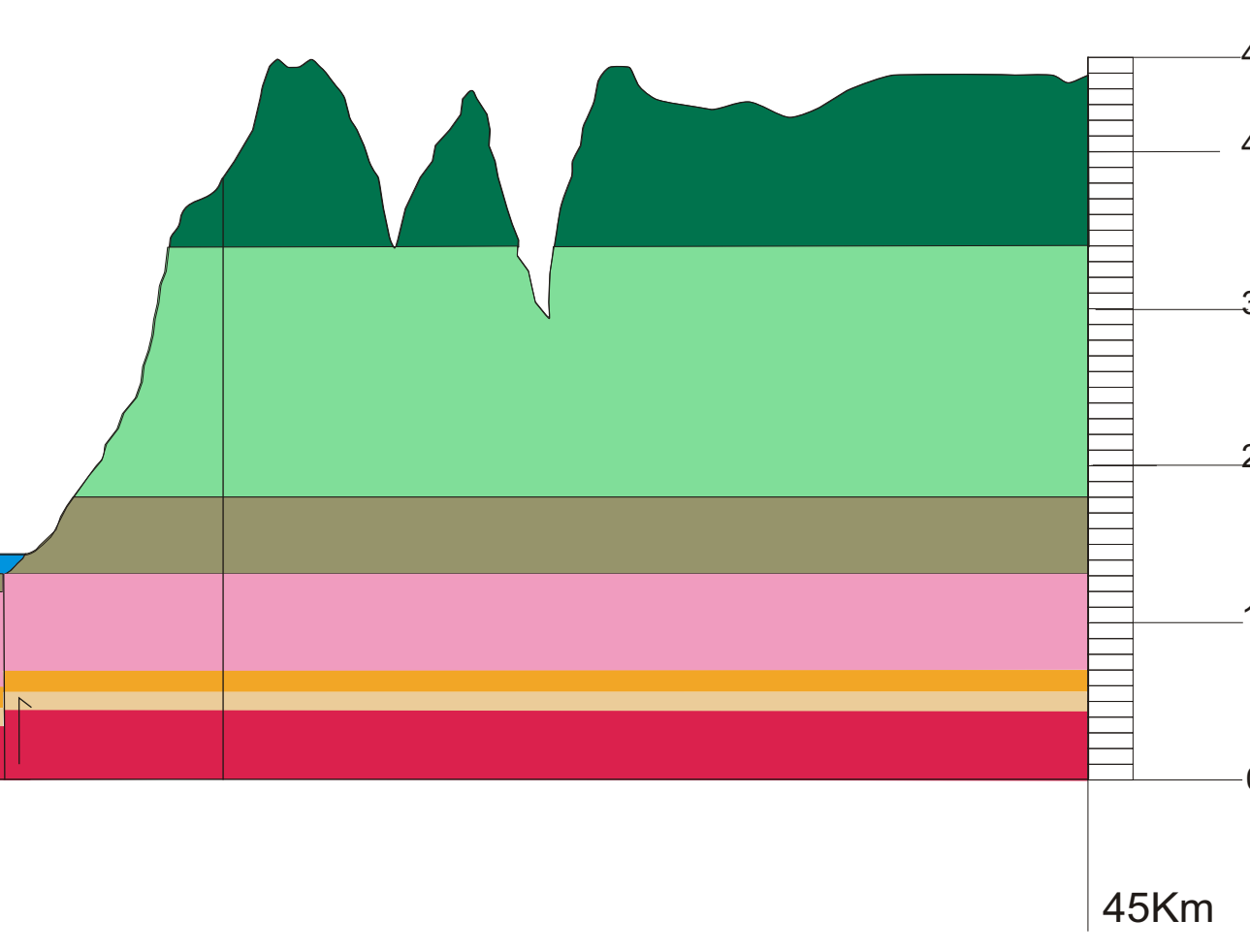
Datum Horizontal: SAD 69
Projeção: SAD 69

2006



Escala horizontal 1:50.000
Exagero Vertical: 10X

0Km



45Km

PROJETO DE DOUTORANDO

Mapeamento e arquitetura deposicional do Sistema Fluvial Passo das Tropas na região de Santa Maria - RS

DOUTORANDO
Fábio Luiz Wankler

ORIENTADORES
Prof. Dr. Ubiratan F. Faccini
Prof. Dr. Paulo S. G. Palm

NOME
Mapa Geológico da Região de Santa Maria

Base Cartográfica

D80 - Folha 1:50.000 S1422-V-C-V1 (Santa Maria)	D80 - Folha 1:50.000 S1422-V-C-V2 (Caxias)
S1422-V-C-V3 (Campana)	S1422-V-C-V4 (Caxias)
S1422-V-C-V5 (Serra do Saperano)	S1422-V-C-V6 (Santa Maria - NE)
S1422-V-C-V7 (Serra do Saperano)	S1422-V-C-V8 (Santa Maria - SE)
S1422-V-C-V9 (Serra do Saperano)	S1422-V-C-V10 (Santa Maria - SE)
S1422-V-C-V11 (Serra do Saperano)	S1422-V-C-V12 (Santa Maria - SE)
S1422-V-C-V13 (Serra do Saperano)	S1422-V-C-V14 (Serra do Saperano)

Data
23/06/2006

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)