



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Luis Henrique Zavattieri Biagioni**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO QUEÇABA, REGIÃO DE SÃO  
BONIFÁCIO E ÁGUAS MORNAS, SANTA CATARINA, BRASIL**

**Florianópolis  
2018**

**Luis Henrique Zavattieri Biagioni**

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO QUEÇABA, REGIÃO DE SÃO  
BONIFÁCIO E ÁGUAS MORNAS, SANTA CATARINA, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso II da  
Universidade Federal de Santa Catarina para  
a obtenção do Grau de Bacharel em  
Geologia.

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Manoela Bettarel  
Bállico

Co-orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Luana Moreira  
Florisbal

**Florianópolis  
2018**

Catálogo na fonte elaborada pela biblioteca da  
Universidade Federal de Santa Catarina

A ficha catalográfica é confeccionada pela  
Biblioteca Central.

Tamanho: 7cm x 12 cm

Fonte: Times New Roman 9,5

Maiores informações em:

[http://www.bu.ufsc.br/design/Catalogacao.h](http://www.bu.ufsc.br/design/Catalogacao.html)

tml

Luis Henrique Zavattieri Biagioni

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO QUEÇABA, REGIÃO DE SÃO  
BONIFÁCIO E ÁGUAS MORNAS, SANTA CATARINA, BRASIL**

Este Trabalho foi julgado adequado para obtenção do Título de “Bacharel em Geologia”, e aprovado em sua forma final pelo Programa de Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis, 14 de Novembro de 2018.

---

Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento  
Coordenador do Curso

**Banca Examinadora:**

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Manoela Bettarel Bállico  
Orientadora  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Dr. Roberto Sacks de Campos  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Juliana Pertille da Silva  
Universidade Federal de Pelotas

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, Elaine e Antonio Carlos Biagioni, por todo o amor, afeto, ensinamentos, suporte e estímulo. Aos meus irmãos Antonio Carlos, Bruno e Juliano Biagioni, pelo encorajamento e palavras de motivação. À minha avó, Luris Biagioni, pelo apoio e carinho. Aos meus padrinhos, Walter e Edineia Capelo, pela assistência e votos de confiança. A toda minha família, que durante os últimos seis anos e meio em que morei sozinho em Florianópolis, sempre amparado por vocês, meu eterno porto seguro.

Aos meus amigos de longa data, Lucas Casas, Bruno Slaviero e Gustavo Prates, pela parceria e momentos inesquecíveis. Aos amigos de graduação, Bampi, Bernardo, Borsuk, Pedro, Vargas, Carol, Masnik, Laura, Caetano e Gabriel. Aos amigos de vida, Samantha, Isabela, Tatiana, Cássio, Mauren, Rafaella, Jaime, Danielle, Ana Luiza, Sforcin, Gabriel e Mariana.

Às minhas orientadoras Manoela Bállico e Luana Florisbal, obrigado pela paciência, amizade, dedicação e aprendizagem.

À banca examinadora, pela disposição em avaliar e tornar este trabalho melhor.

À Universidade Federal de Santa Catarina, pelas oportunidades oferecidas por esta instituição.

Aos meus demais companheiros que não foram citados aqui, mas de certa forma contribuíram com a minha evolução profissional e, principalmente, como ser humano.

Gratidão!

## RESUMO

O Complexo Queçaba (CQ) é uma unidade metassedimentar indivisa, de idade desconhecida, situada sobre as rochas graníticas do Batólito Florianópolis. Compreende uma espessa sequência de aproximadamente 8 km de extensão, onde ocorrem metarenitos, classificados como metarenitos subarcóseos e meta-quartzarenitos (quartzitos), além de filitos e filitos grafitosos, metamorfisados em baixo grau (facies xistos verde, zona da biotita). Este projeto tem como objetivo principal a caracterização geológica do CQ a partir do estabelecimento de um modelo deposicional para os depósitos, além de discutir possíveis modelos tectônicos para a unidade a partir da associação de técnicas sedimentológicas e petrográficas. Foram identificadas quatro litofácies, que permitiram a identificação de duas associações de fácies: lobos turbidíticos intermediários e lobos turbidíticos distais/ planície abissal. As associações de fácies ocorrem na forma de ciclos de granocrescência ascendentes, com ampla variação na razão areia/ lama, mas que predominam sedimentos finos em todas as porções observadas. Os depósitos de lobos turbidíticos intermediários são representados por associações de fácies heterolíticas arenosas intercaladas com lama, em proporções similares, indicando fluxos fracamente canalizados. Os depósitos de lobos turbidíticos distais/ planície abissal são representados por sucessões de fácies heterolíticas ricas em lama, com menores proporções de areia, muitas vezes caracterizados por espessas camadas de lama, indicando sedimentação em regiões distais de lobos turbidíticos ou ao longo da planície abissal. Dados petrográficos de composição mineralógica indicam proveniência de sedimentos erodidos de crátons interiores, que podem ter sido depositados em dois prováveis tipos de bacia: bacias de margens passiva ou bacias remanescentes. Embora não seja possível estabelecer um modelo tectônico definitivo para o CQ, o presente trabalho propõe que a sucessão vertical de fácies do CQ é melhor correlacionada com estes tipos de bacias.

Palavras chave: Complexo Queçaba, depósitos de turbiditos, bacias remanescentes, bacias de margens passivas.

## ABSTRACT

The Queçaba Complex (QC) is a undivided metasedimentary unit of unknown age, located on the granitic rocks of the Florianópolis Batholith. It comprises a thick sequence of approximately 8 km in length, where metarenites occur, classified as subarcose metarenites and quartzites, besides phyllites and graphite phyllites, metamorphosed in low grade (green schist facies, biotite zone). This project has as main objective to establish the depositional model of the QC, besides proposing a tectonic model for the unit from the link of sedimentological and petrographic techniques. Four lithofacies were identified, which allowed the identification of two associations of facies: intermediate turbidite lobes and distal turbidite lobes / abyssal plain. The facies association occurs in coarsening-upward cycles, with wide variation in the sand / mud ratio, but with predominant fine sediments in all the observed portions. Intermediate turbidite lobes deposits are represented by facies associations of sandy heterolithic facies interlayered with mud, in similar proportion, indicating weakly channelized flows. The deposits of distal turbidite lobes / abyssal plain are represented by successions of mud-rich heterolithic facies, with smaller proportions of sand, often characterized by thick layers of mud, indicating sedimentation in distal regions of turbiditic lobes or along the abyssal plain. Petrographic data indicate the origin of eroded sediments of continental cratons, which may have been deposited in two likely types of basin: passive margin settings or remnant basins. Although it is not possible to set a definitive tectonic model for the QC, the present study proposes that the vertical succession facies of the QC is better correlated with these types of basins.

Key words: Queçaba Complex, turbidite deposits, remnant basins, passive margins basins.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo com delimitação do polígono definido para o Complexo Queçaba em vermelho no PAM (UFSC, 2016).....	17
Figura 2 – Mapa geológico modificado de PAM (UFSC, 2016) com as seções colunares e afloramentos visitados indicados. ....	21
Figura 3 – Exemplo de seção colunar utilizada em campo (escala 1:200). ....	24
Figura 4 – Geologia e principais estruturas tectônicas que compartimentam os distintos domínios do Escudo Catarinense, área de estudo indicada em vermelho (modificado de BITENCOURT <i>et al.</i> 1989). ....	28
Figura 5 – Sucessão vertical de depósitos turbidíticos dominados por areia e lama depositados em porções distais de complexos de leques submarinos (NICHOLS, 2009). ....	31
Figura 6 – Leques submarinos com grande extensão lateral, Grupo Zerrissene, Deserto da Namíbia, Namíbia (MCHARGUE, 2014).....	32
Figura 7 – Divisões de Bouma (1962) e interpretações das fácies sedimentares de depósitos turbidíticos. A – arenitos com gradação normal a maciços; B – arenitos com laminação paralela; C – arenitos finos com laminação cruzada e marcas de onda; (D) – siltitos a lamitos fracamente laminados (em parênteses para enfatizar que em afloramentos intemperizados ou tectonicamente modificados torna-se difícil a distinção entre essa fácies e a fácies E); E – pelitos depositados parcialmente pela corrente turbidítica e parcialmente por decantação de hemipelágicos (SHANMUGAM e MOIOLA, 1985). ....	33
Figura 8 – Figura esquemática de um leque submarino com as respectivas sucessões verticais de fácies (TUCKER, 2001). ....	34
Figura 9 – Distribuição de fácies turbidíticas em ambiente de leques submarinos. As espessuras das barras representam a abundância relativa das fácies (SHANMUGAM e MOIOLA, 1985). ....	35
Figura 10 – Leque submarino e seus principais elementos arquiteturais (NICHOLS, 2009). ....	36
Figura 11 – Classificação das bacias sedimentares relacionadas com os ambientes tectônicos (EINSELE, 2000). ....	39
Figura 12 – Bacia de margem passiva em região de transição entre crosta continental e oceânica (BOGGS, 2014). ....	40
Figura 13 – Bacias sedimentares relacionadas a colisões de placas tectônicas (BOGGS, 2014). ....	41
Figura 14 – Ilustração esquemática dos elementos fundamentais de um sistema orógeno-foreland: um orógeno compressivo, um cinturão de cavalgamento e a bacia foreland em que a erosão, o transporte e a deposição de sedimentos ocorrem. A bacia pode ser preenchida em diferentes graus ao longo do <i>strike</i> , dependendo das taxas relativas de fluxo de massa no orógeno, denudação e sedimentação por processos de superfície, compensação isostática e alterações eustáticas no nível do mar (BOGGS, 2014). ....	43
Figura 15 – Comparação entre leques submarinos maduros de margem passiva e leques imaturos (adaptado de SHANMUGAM e MOIOLA, 1985). ....	45



Figura 16 – Seções colunares idealizadas mostrando a distribuição de fácies turbidíticas em leques submarinos de margens passivas (à esquerda) e leques de margens ativas. Apenas são mostradas porções intermediárias e distais dos leques e planície abissal. Note a diferença entre as areias de lobos e camadas (adaptado de SHANMUGAM e MOIOLA, 1985).....	45
Figura 17 – Ambientes tectônicos: margem passiva (TE), strike-slip (SS), arco em margem continental (CA), arco de ilhas a retro-arco (BA) e arco de ilhas a ante-arco (FA) (adaptado de TUCKER, 2001). .....	47
Figura 18 – Blocos continentais (fundo cinza), arcos magmáticos (fundo branco) e orógenos reciclados (fundo listrado) (adaptado de TUCKER, 2001).....	47
Figura 19 – Tipos de acamamento heterolítico que são misturas de areia e lama: flaser, wavy e linsen (lenticular) (extraído de TUCKER, 2011). ....	53
Figura 20 – Fácies Sm: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região norte do CQ, evidenciando uma camada de quartzito com $S_0$ mergulhando $70^\circ$ para NE; (C) fotografia de quartzito maciço; (D, E) fotomicrografias de quartzito composto por quartzo e minerais micáceos. Afloramento situado no setor norte do CQ (QCB05). ....	55
Figura 21 – Fácies Hf: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região sul do CQ, evidenciando o acamadamento do tipo flaser com elevado grau de mergulho ( $80^\circ$ com caimento para N-NE) com a presença de grânulos; (C) fotografia e (D) croqui da fácies Hf na região central do CQ; (E) fotografia e (F) croqui do mesmo afloramento, evidenciando camadas amalgamadas de metarenitos (amarelo) com intercalações de filitos (linhas pretas). Afloramento situado no setor sul e central do CQ (QCB04 e QCB06). ....	56
Figura 22 – Fácies Hw: (A) fotografia e (C) croqui de afloramento de corte de estrada na região central do CQ, evidenciando o acamadamento do tipo wavy com $S_0$ sub-horizontal; (B) fotografia de metarenito com foliação metamórfica marcada por minerais micáceos; (D, E) fotomicrografias de metarenito de granulometria média. Afloramento situado no setor central do CQ (QCB07).....	57
Figura 23 – Fácies Hl: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região sul do CQ, evidenciando o acamadamento do tipo linsen; (C) fotografia de filito com foliação metamórfica marcada por minerais micáceos que evidencia a laminação plano-paralela original; (D, E) fotomicrografias de metarenito de granulometria fina mostrando a foliação vista em escala microscópica. Afloramento situado no setor sul do CQ (QCB04).....	58
Figura 24 – Fotografia do afloramento QCB06 no setor central do CQ, onde as camadas estão dispostas com mergulho alto e caimento para N-NE. A fotografia evidencia camadas arenosas (Sm) e de heterolitos com acamadamento flaser (à esquerda), sobrepostas a camadas de heterolitos com acamadamento wavy (ao centro) e camadas intensamente intemperizadas de heterolitos com acamadamento <i>linsen</i> (à direita). A superfície de deposição original ( $S_0$ ) apresenta mergulho alto e caimento para norte. A régua vertical à esquerda da figura é definida em centímetros. ....	58
Figura 25 – Associação de fácies de leques turbidíticos intermediários. As fotografias foram tiradas no setor central do CQ. A-B – camadas amalgamadas de metarenitos com intercalação de finas camadas de filito; C – contato da fácies Hw com a Hl rica em grafite. ....	61

Figura 26 – Associação de fácies de leques turbidíticos distais. As fotografias foram tiradas nos setores central (A) e sul (B-C) do CQ. A-B – fácies Hw e HI intensamente intemperizadas; C – detalhe da laminação plano-paralela subvertical presente na litofácies HI. ....	62
Figura 27 – Fotomicrografia de metarenito subarcóseo evidenciando cristal de quartzo recristalizado (1,5 mm) exibindo textura granoblástica poligonal bem marcada. A – luz plano-paralela; B – luz plano-paralela com nicóis cruzados. ....	64
Figura 28 – Fotomicrografias de lâminas delgadas dos metarenitos e filitos. Metarenito subarcóseo mostrando maior quantidade de micas e grãos reliquiares subarredondados de quartzo e feldspatos (A – luz plano-paralela e B – luz plano-paralela com nicóis cruzados). Quartzito foliado com foliação marcada pela orientação de cristais lenticulares de quartzo, cristais reliquiares subarredondados (porção superior da foto), baixa quantidade de micas e clorita (C – luz plano-paralela e D – luz plano-paralela com nicóis cruzados). Filito foliado com foliação marcada pela orientação dos cristais de clorita e micas (textura lepidoblástica) e cristais de quartzo e feldspatos subarredondados (E – luz plano-paralela e F – luz plano-paralela com nicóis cruzados). ....	66
Figura 29 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do metabasalto, mostrando os cristais ripiformes de plagioclásio que atestam a origem ígnea do protólito. A – luz plano-paralela; B – luz plano-paralela com nicóis cruzados. ....	67
Figura 30 – Fotomicrografias das lâminas delgadas do CQ: A – D: metarenito subarcóseo com diferentes proporções entre clorita+micas vs quartzo+feldspatos; E – F: contato entre metarenito subarcóseo e filito; G – H: quartzito sem estruturação. ....	68
Figura 31 – Caracterização da proveniência de arenitos a partir da aplicação do método Gazzi-Dickinson: A – classificação de sete arenitos subarcóseos e dois quartzarenitos, segundo Pettijohn <i>et al.</i> (1987); B – proveniência dos constituintes essenciais das nove rochas analisadas, posicionadas no campo de cráton interior; C – classificação das nove rochas com base no tipo de bacia, que mais se aproximam de ambientes de margem passiva. Ambientes tectônicos: margem passiva (TE), <i>strike-slip</i> (SS), arco em margem continental (CA), arco de ilhas a retro-arco (BA) e arco de ilhas a ante-arco (FA). ....	70
Figura 32 – Modelo deposicional proposto para o CQ. Leque submarino em ambiente marinho profundo caracterizado por depósitos associados a lobos turbidíticos. Foram identificadas associações de fácies de lobos turbidíticos intermediários fracamente canalizados (A) e lobos turbidíticos distais/ planície abissal (B). ....	72

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Localização geográfica dos afloramentos visitados.....	16
Tabela 2 – Atributos geológicos referentes à região de estudo (adaptado de CPRM, 2016). .....	18
Tabela 3 - Principais terrenos de proveniência, ambiente tectônico e composição típica de areias (adaptado de TUCKER, 2001). .....	46
Tabela 4 – Principais rochas metamórficas e suas características (YARDLEY, 2000).....	48
Tabela 5 – Código, descrição, interpretação e fácies encontrada em cada litofácies identificada em campo.....	52
Tabela 6 – Definição dos protólitos sedimentares a partir das características de cada rocha metamórfica.....	62

## SUMÁRIO

<b>1.INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2.OBJETIVOS</b> .....	<b>14</b>
<b>3.JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>15</b>
<b>4.LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>16</b>
<b>5.MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>18</b>
5.1.Levantamento bibliográfico .....	18
5.2.Trabalho de campo .....	18
5.3.Levantamento estratigráfico .....	21
5.4.Análise petrográfica.....	24
<b>6.CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	<b>25</b>
6.1.Geologia regional e contexto geotectônico .....	25
6.2.Geologia do Complexo Queçaba.....	27
<b>7.REVISÃO CONCEITUAL</b> .....	<b>30</b>
7.1.Sistema deposicional marinho profundo e modelo de fácies .....	30
7.2.Bacias sedimentares: uma introdução .....	36
7.3.Ambientes tectônicos das bacias sedimentares .....	37
7.4.Proveniência de arenitos: método Gazzi-Dickinson .....	45
7.5.Rochas metassedimentares.....	48
<b>8.RESULTADOS</b> .....	<b>51</b>
8.1.Análise de Fácies .....	51
8.2.Associação de Fácies.....	58
8.3.Análise petrográfica.....	62
<b>9.DISSCUSSÕES</b> .....	<b>70</b>
9.1.Modelo Depositional .....	70
9.2.Modelo Tectônico.....	71
<b>10.CONCLUSÕES</b> .....	<b>74</b>
<b>11.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>76</b>
<b>12.APÊNDICE A – TABELA DE AMOSTRAS</b> .....	<b>79</b>
<b>13.APÊNDICE B – SEÇÕES COLUNARES EM ESCALA 1:200.</b> .....	<b>80</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Os sistemas de sedimentação antigos, em especial depósitos do Pré-Cambriano, são de grande interesse para a comunidade científica, visto que a natureza dos ambientes geológicos deste período – tectônica de placas, clima, atmosfera, vida – foram responsáveis pelas grandes diferenças em relação aos depósitos equivalentes no Fanerozoico. Apesar de sua baixa representação na literatura científica, o Pré-Cambriano constitui cerca de 85% da história da Terra. Algumas bacias sedimentares Pré-Cambrianas são compostas de estratos de dezenas de quilômetros de espessura, registrando sedimentação contínua ao longo de centenas de milhões de anos (ALTERMANN; CORCORAN, 2002).

O Complexo Queçaba (CQ), de idade proterozoica, consiste em uma unidade metassedimentar ainda indivisa, tendo sido caracterizada por diversos autores (BASEI, 1985; ZANINI *et al.* 1997; WILDNER *et al.* 2014). A sedimentação cíclica que compõe a unidade, segundo Basei (1985) está associada com sedimentos pelágicos depositados em ambiente marinho profundo. Em contraposição, Zanini *et al.* (1997) interpretaram a sedimentação como gerada em ambiente marinho com circulação restrita.

A sequência metassedimentar aflora na região de Queçaba (antiga Vila Teresópolis), entre o município de São Bonifácio e Águas Mornas, localizado na Grande Florianópolis, Microrregião do Tabuleiro, no estado de Santa Catarina, Brasil (IBGE, 2010). A unidade constitui uma calha delimitada por falhas, situada sobre as rochas granitóides de idade Neoproterozoicas do Batólito Florianópolis e é composta por uma sequência metassedimentar de baixo grau, constituída por uma alternância rítmica de quartzitos (metarenitos) de coloração bege, com quartzo-xistos, micaxistos (metarenitos) e filitos (metapelitos), eventualmente carbonosos, de coloração cinza-escuro, metamorfizados em condições de fácies xisto-verde inferior (WILDNER *et al.* 2014).

Neste contexto, o presente trabalho pretende caracterizar as rochas do Complexo Queçaba, definindo as principais litologias com a caracterização do sistema deposicional em que elas foram depositadas. Neste cenário, busca-se neste trabalho identificar as diferentes litologias e fácies sedimentares, a partir da inferência granulométrica dos protólitos das rochas em questão, a fim de compreender a distribuição litológica na área de estudo.

## 2. OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo principal a caracterização geológica do CQ, através de uma análise faciológica e petrográfica das litologias, bem como a definição de um modelo deposicional para a unidade.

Como objetivos específicos, o presente trabalho propõe:

- Identificação das litofácies e interpretação dos possíveis processos sedimentares;
- Determinação da proveniência com base em dados mineralógicos;
- Definição de um padrão de empilhamento estratigráfico, a fim de compreender a evolução estratigráfica.

### 3. JUSTIFICATIVA

A escassez de trabalhos acadêmicos envolvendo bacias metassedimentares do Pré-Cambriano torna necessária a profunda investigação de tais unidades geológicas, a fim de compreender os fenômenos atuantes na geração da bacia original, a partir de estruturas sedimentares, muitas vezes apagadas por eventos metamórficos e deformacionais (ALTERMANN; CORCORAN, 2002).

A investigação das características litológicas, texturais e estruturais das rochas metassedimentares do CQ, com ênfase nos processos sedimentares que as originaram, até o momento não foi elaborada por nenhum autor, sendo que estudos pretéritos sobre a unidade em questão foram elaborados por Basei (1985) e Zanini *et al.* (1997). A falta de dados geológicos sobre o objeto de estudo recorre à necessidade de uma análise detalhada das rochas do CQ e conseqüente proposição de um modelo deposicional e evolutivo da unidade em questão.

Este trabalho contribuirá com o aumento do volume de dados sobre o CQ, fornecendo contribuições acerca do contexto geológico do Escudo Catarinense, além de oferecer dados para possíveis correlações com as outras unidades metamórficas de origem sedimentar no território catarinense.

#### 4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada entre os municípios de São Bonifácio e Águas Mornas, região leste do Estado de Santa Catarina (Figura 1). O acesso aos afloramentos é feito a partir da SC-435 sentido sul (Tabela 1).

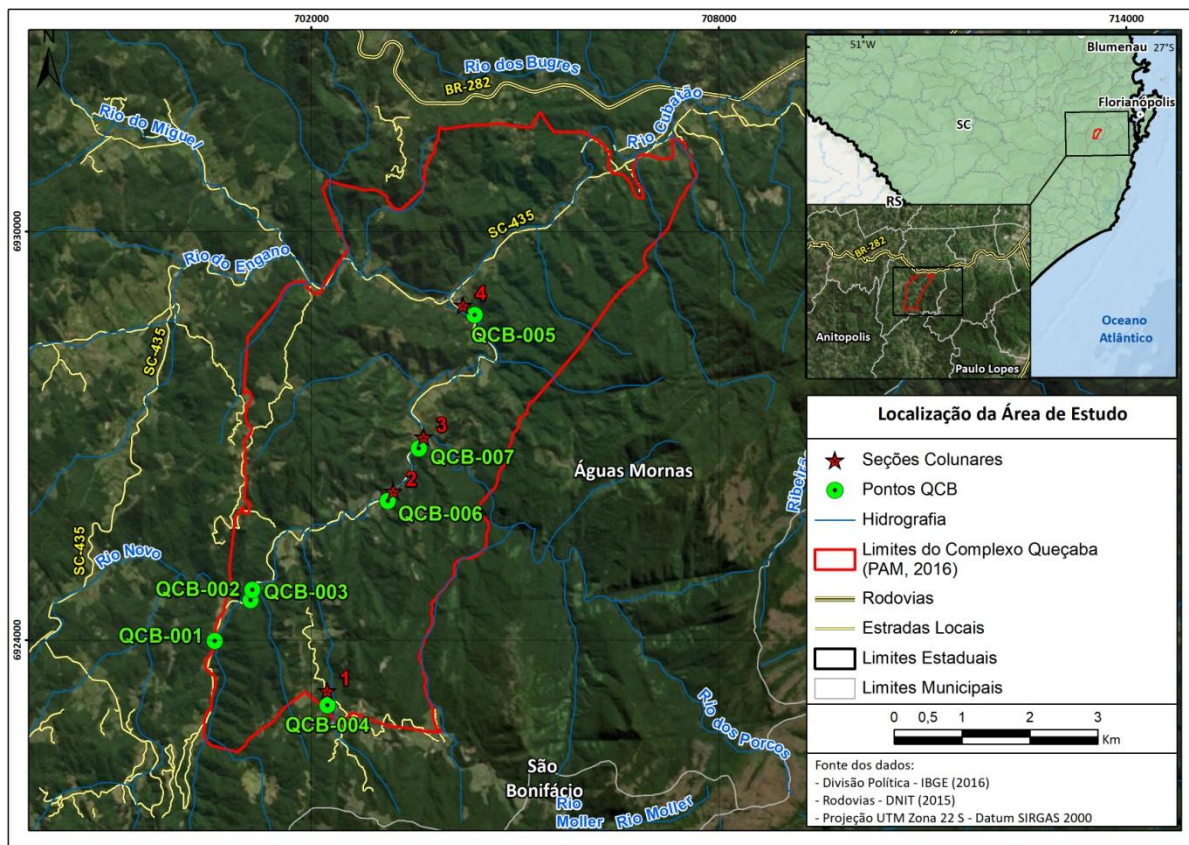


Figura 1 – Localização da área de estudo com delimitação do polígono definido para o Complexo Queçaba em vermelho no PAM (UFSC, 2016).

Tabela 1 – Localização geográfica dos afloramentos visitados.

Afloramento	Dimensões	Localização/ Acesso/ Tipo de afloramento	UTME (m)	UTMN (m)	Altitude (m)
QCB-01	04 m x 10 m	Rio Novo, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	700574	6923984	340
QCB-02	04 m x 10 m	Rio Novo, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	701103	6924580	323
QCB-03	04 m x 10 m	Rio Novo, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	701128	6924732	339



QCB-04	04 m x 310 m	Rio Novo, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	702238	6923040	600
QCB-05	06 m x 50 m	Queçaba, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	704404	6928772	244
QCB-06	04 m x 120 m	Queçaba, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	703123	6926040	280
QCB-07	04 m x 80 m	Queçaba, Águas Mornas/ acesso pela SC-435/ corte de estrada	703580	6926812	271

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados envolvem levantamento bibliográfico e trabalho de campo, assim como as atividades de laboratório. Abaixo são listadas as principais metodologias utilizadas no desenvolvimento do projeto.

### 5.1. Levantamento bibliográfico

Realizado de forma contínua, durante todo desenvolvimento do projeto, o levantamento bibliográfico baseou-se na consulta à tese de doutorado de Basei (1985), ao Programa Levantamentos Geológicos do Brasil Folha Lagoa (SG.22-Z-D-VI), desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil (1997), ao Projeto Águas Mornas da Universidade Federal de Santa Catarina (PAM; UFSC, 2016). Também foram pesquisadas bibliografias sobre sedimentologia, petrologia sedimentar e estratigrafia, a fim de compreender os processos sedimentares relacionados a sistemas marinho profundo. Por tratar-se de uma unidade geológica do Pré-Cambriano, buscou-se consultar literatura referente a sistemas deposicionais antigos, a fim de compreender os processos sedimentares que atuavam durante o Pré-Cambriano.

### 5.2. Trabalho de campo

As etapas que antecederam o trabalho de campo foram fundamentadas na definição de atributos geológicos com base nas referências bibliográficas, associada à interpretação de imagens aéreas e orbitais da área de estudo, seguindo o modelo de descrição de atributos da geologia do Programa Geologia do Brasil, (CPRM, 2016). A Tabela 2 descreve os principais atributos geológicos referentes ao CQ na região de estudo.

Tabela 2 – Atributos geológicos referentes à região de estudo (adaptado de CPRM, 2016).

ATRIBUTO GEOLÓGICO		CARACTERÍSTICAS
DEFORMAÇÃO	RÚPTIL	MODERADA A INTENSAMENTE FRATURADA COM DISTRIBUIÇÃO REGULAR
	DÚCTIL	POUCO A MODERADAMENTE DOBRADA
TEXTURAS		LAMINADA / ACAMADADA
ESTRUTURAS		XISTOSIDADE
COMPORTAMENTO REOLÓGICO		ANISOTRÓPICO (FILITOS: DÚCTEIS; METARENITOS E QUARTZITOS: RÚPTEIS)

RESISTÊNCIA AO INTEMPERISMO FÍSICO E QUÍMICO	BAIXA (FILITOS) / ALTA (METARENITOS E QUARTZITOS)
DIREÇÃO PRINCIPAL DOS LINEAMENTOS	E – W
DIREÇÃO PRINCIPAL DAS FRATURAS	NE – SW

Foram realizados três dias de atividades de campo ao longo da rodovia SC-435 na região entre São Bonifácio e Águas Mornas. No primeiro dia foram examinados os afloramentos menos intemperizados e com melhor disposição de sucessões sedimentares contínuas, com o objetivo de traçar perfis ao longo das vias. Durante o segundo e terceiro dias, foram levantadas as seções colunares nas porções sul, central e norte do CQ. A Figura 2 ilustra o mapa geológico produzido pelo PAM (UFSC, 2016) e a localização das seções colunares e os afloramentos visitados durante as atividades de campo.

A geologia da área, definida por PAM (UFSC, 2016), é composta por: Complexo Águas Mornas, Complexo Queçaba, Complexo Forquilha, Granitoides Santo Antônio, Sienogranito Rio Novo, Granito Serra do Tabuleiro e depósitos aluvionares.

O Complexo Águas Mornas é composto por ortognaisse tonalítico com bandamento milimétrico regular; bandas claras quartzo feldspáticas e bandas escuras compostas por biotita ± moscovita e granada. Subordinadamente, sienogranito leucocrático com moscovita disseminada e biotita em agregados; inequigranular; foliação milonítica.  $639 \pm 13$  Ma U-Pb; zircões herdados  $2.175 \pm 13$  Ma U-Pb (Silva *et al.* 2015).

O Complexo Queçaba é composto por quartzo-mica filitos, localmente grafitosos, que apresentam foliação S1 bem definida, paralela à laminação reliquiar S0, caracterizada por níveis milimétricos regulares mais ricos em quartzo, interpretados como metarritmitos. Filitos intercalados com níveis tabulares de metapsamitos e/ ou quartzitos, de textura granoblástica e/ ou lepidoblástica, estrutura maciça. Ocorrência local de cornubianitos. Xistosidade dominante S1//S0 e ocorrência local de Sn+1, na forma de dobras normais e abertas nos quartzitos e metapsamitos e clivagem de crenulação nos filitos e Sn+2 como dobras em chevron com Lb verticalizados.

O Complexo Forquilha é definido por tonalitos mesocráticos equigranulares finos a médios com estrutura maciça, foliação magmática pouco desenvolvida. Dioritos a quartzo dioritos melanocráticos a mesocráticos, equigranulares finos a médios. Minerais acessórios são apatita, zircão, titanita e opacos. Contatos retilíneos a interlobados entre todas as

variedades, relações de mútua intrusão e mingling. Injeções tabulares e vênulas de leucogranito tardio. 659 e 688 Ma, Rb-Sr (Zanini *et al.* 1997);  $611 \pm 3$  Ma, U-Pb (WILDNER *et al.* 2014).

Os Granitoides Santo Antônio são compostos por biotita sieno a monzogranitos, porfiríticos de matriz inequigranular seriada, maciços a localmente foliados. Exibem megacristais de K-feldspato tabulares a arredondados, quartzo fumê em agregados globulares e cumulos de biotita. Apatita, zircão, titanita e opacos, localmente alanita e granada, como minerais acessórios. A foliação magmática de é alto ângulo, subparalela à foliação milonítica. A foliação milonítica, de baixo ângulo, é restrita a faixas discretas. Apresentam enclaves microgranulares máficos, intercalação local de porções com biotita monzogranito de textura equigranular grossa a localmente porfirítica e matriz média a grossa de contatos interlobados com as variedades porfiríticas. 624 Ma Rb-Sr (Zanini *et al.* 1997).

O Sienogranito Rio Novo é composto por moscovita biotita sienogranito leucocrático, equigranular a inequigranular, com quartzo fumê em agregados globulares e apatita, zircão e monazita como acessórios. Em geral é isótropo ou com foliação milonítica local com rara foliação cataclástica superimposta.

O Granito Serra do Tabuleiro é definido por biotita monzogranitos a sienogranitos com baixo teor de máficos (< 5%), isótopos, com quartzo arredondado a facetado e zircão e apatita como minerais acessórios. Apresenta cavidades miarolíticas. A variedade equigranular apresenta textura hipidiomórfica equigranular média a grossa, baixo teor de máficos com biotita e moscovita. A variedade porfirítica apresenta matriz fina a média, com megacristais de quartzo e K-feldspato, ambos de distribuição esparsa e biotita em agregados finos.

Os depósitos aluvionares são depósitos em calhas e margens de rios, planícies de inundação e, subordinadamente, em canais abandonados ou em depósitos mais antigos onde há desenvolvimento de solo. Apresentam ampla variação granulométrica, com predomínio de seixos a matacões arredondados, compostos por rochas graníticas a metamórficas, e areia grossa.

Ainda, foi utilizado o software QGIS como base para o tratamento dos dados em ambiente SIG e posicionamento das seções colunares.

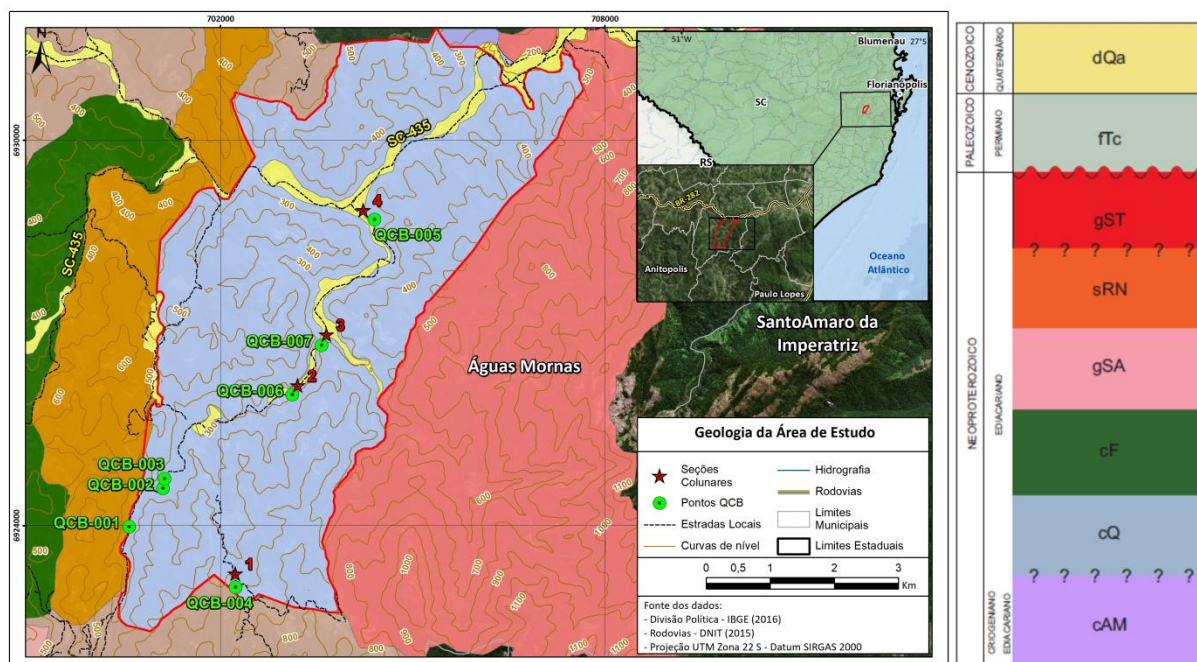


Figura 2 – Mapa geológico modificado de PAM (UFSC, 2016) com as seções colunares e afloramentos visitados indicados.

### 5.3. Levantamento estratigráfico

#### Perfil Colunar

Uma das principais etapas para a realização do trabalho consiste na confecção de perfis colunares, descrição sedimentológica de detalhe, aquisição de fotografias, construção de fotomosaicos, coleta de coordenadas geográficas para cálculos de encobertos e aquisição de dados de paleocorrentes, quando existirem. Os perfis colunares consistem em representações gráficas das rochas em forma de coluna, em que o eixo horizontal representa a granulometria e o eixo vertical representa a espessura das camadas. Os perfis foram construídos seguindo uma planilha previamente preparada no laboratório.

Neste trabalho, utilizou-se a escala de 1:200 e o preenchimento das lacunas é feito através das litofácies observadas. As litofácies sedimentares identificadas durante a atividade de campo foram classificadas de acordo com Código de Litofácies de Miall (1996), adaptadas para o ambiente marinho. A descrição sedimentológica de detalhe é feita a partir da análise de fácies, que fornece as informações necessárias para a interpretação a respeito do ambiente de sedimentação que originou o CQ.

Foram levantados em torno de 560 metros de sucessão sedimentar, dispostas em quatro seções colunares, anexadas ao final do documento (Apêndice D). A escolha dos locais para a elaboração das seções foi feita com base na direção de mergulho das

camadas ( $S_0$ ), buscando analisar os afloramentos em cortes com ângulos perpendiculares à direção das camadas.

### Análise Faciológica

Termo descritivo para designar um corpo de rocha com características específicas, que apresenta um aspecto diferente das rochas acima, abaixo e lateralmente adjacentes, podendo compreender uma única camada ou um conjunto de camadas, que levam a um significado genético distinto. É definida por possuir atributos sedimentares particulares, como: litologia, textura, estrutura ou conjunto de estruturas, conteúdo fóssil, cor, geometria e padrões de paleocorrentes. Ainda, é produto da sequência de processos operantes em um ambiente deposicional, na qual uma fácies pode mudar verticalmente ou lateralmente de uma para outra.

A etapa mais importante na dedução do ambiente deposicional e dos processos sedimentares atuantes na geração de um determinado depósito é a identificação e análise das fácies sedimentares. Em uma determinada sucessão sedimentar existem mais de uma fácies sedimentar, sendo que algumas delas se repetem inúmeras vezes. Determinados tipos de sedimentos com atributos similares poderão ser agrupados como sendo a mesma fácies. Durante a etapa de campo, cada fácies sedimentar deve ser apenas descrita, ou seja, implicações em termos de interpretações de processos e ambientes deposicionais deverão ser discutidos nos estágios mais avançados do trabalho. Após os levantamentos estratigráficos e a examinação detalhada das sucessões sedimentares, devem-se observar camadas ou fácies com características similares, principalmente as estruturas sedimentares que possam dar vestígios sobre determinado processo deposicional (MIALL, 1996).

Os perfis colunares consistem em representações gráficas das rochas em forma de coluna, em que o eixo horizontal representa a granulometria e o eixo vertical representa a espessura das camadas (Figura 3). As litofácies sedimentares, de acordo com Código de Litofácies de Miall (1996), podem ser descritas por meio de siglas, nas quais a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho de grão dominante, onde G = gravel (cascalho), S = sand (areia) e F = fine-grained (areia muito fina, silte e argila) e a segunda letra é minúscula e indica textura ou estrutura, como exemplo, h = horizontal bedding (estratificação horizontal). O termo litofácies é comumente usado quando o conteúdo fossilífero de uma fácies sedimentar for ausente, ou seja, leva em conta apenas atributos como granulometria, texturas e estruturas (MIALL, 1996). A associação de fácies sedimentares é definida por um grupo de fácies geneticamente relacionadas que possuem algum significado ambiental (TUCKER, 2011).

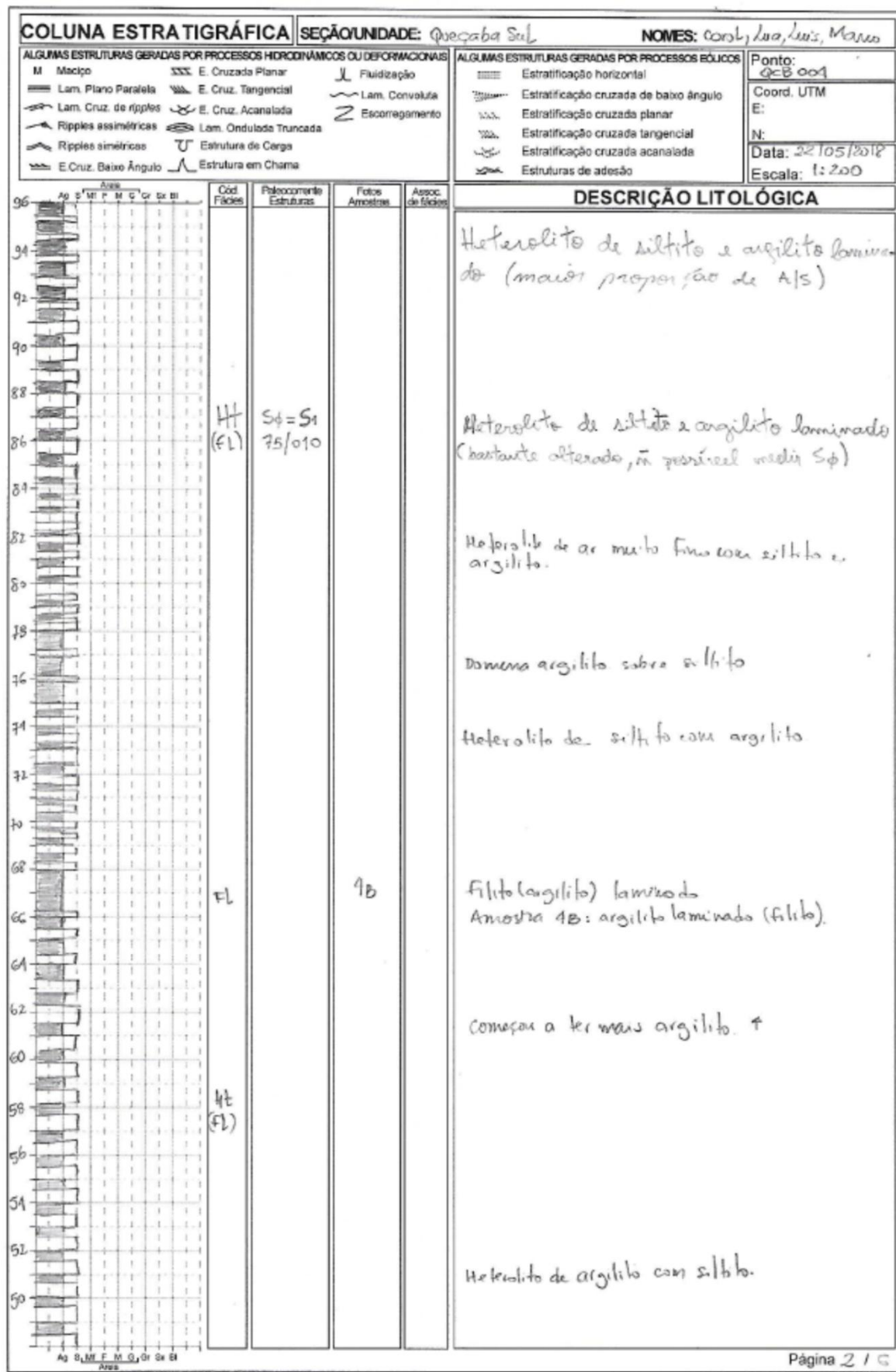


Figura 3 – Exemplo de seção colunar utilizada em campo (escala 1:200).

#### 5.4. Análise petrográfica

A análise petrográfica é indispensável no que diz respeito à caracterização das litofácies. Foram descritas dezenove lâminas do PAM (UFSC, 2016) e três lâminas coletadas durante o trabalho de campo realizado neste projeto. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LabLam) e caracterizadas utilizando o Microscópio Binocular de Luz Polarizada OLYMPUS BH no Laboratório de Microscopia Óptica (LABEMO) do Departamento de Geociências da UFSC.

A caracterização petrográfica das lâminas delgadas permitiu a identificação de aspectos texturais (granulometria, grau de seleção, fábrica, arredondamento e forma geral das partículas) e composicionais (constituintes essenciais e matriz). O equipamento Stageledge High Precision Automatic Point Counter foi utilizado na contagem de nove lâminas de metarenitos subarcóseos a quartzareníticos, em malhas 300 de pontos por lâmina. Foram caracterizadas pelo método de contagem de pontos as amostras de metarenito subarcóseo 60N, 3021A, 4084A, 6014C, 6031B, 7052B e 8074B, assim como nos quartzitos 4030A e 8005C. Foi utilizado o diagrama de classificação de arenitos de Pettijohn *et al.* (1997), que leva em conta a proporção entre os constituintes essenciais compostos por fragmentos líticos, quartzo e feldspato.



## 6. CONTEXTO GEOLÓGICO

### 6.1. Geologia regional e contexto geotectônico

No sul do Brasil a Província Mantiqueira constitui um mosaico de terrenos agregados durante a colagem brasileira (FRAGOSO CESAR *et al.* 1986, BASEI 1985). A Província Mantiqueira Meridional denominada por Almeida *et al.* (1977), abrange áreas pré-cambrianas dos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina no Brasil e também áreas no Uruguai. Diversos autores, devido à similaridade das associações de rochas e traços geotectônicos, tratam a Província Mantiqueira como uma área contínua (HASUI *et al.* 1975; FRAGOSO CESAR 1980; JOST; HARTMANN, 1984; FRAGOSO CESAR *et al.* 1986, 1990; BASEI, 1985, 1990; BASEI; HAWKESWORTH, 1993; BASEI *et al.* 2000, 2005 e 2008; FERNANDES *et al.* 1992; BITENCOURT; NARDI, 1993, 2000; CHEMALE *et al.* 1995, 2003; SILVA *et al.* 1999, 2000, 2003, 2005), embora exista ainda divergências quanto a compartimentação e conceituação das unidades menores que a compõe. A compartimentação da porção sul da Província Mantiqueira, designada por Frago Cesar (1986) e desenvolvida por Basei (1985) no Escudo Catarinense, envolve duas unidades tectônicas principais: o Cráton Rio de La Plata (ou Cratón Luis Alves, Kaul 1980) e o Cinturão Dom Feliciano. O Cinturão Dom Feliciano é uma unidade geotectônica do Proterozóico Superior, caracterizada por metamorfismo, deformação e retrabalhamento de rochas de terrenos mais antigos durante o Ciclo Brasileiro.

O Escudo Catarinense (Fig. 5) é segmentado em três importantes grandes domínios tectônicos. Basei (1985) denomina tais domínios como Externo, Intermediário e Interno, de NW para SE, delimitados por grandes lineamentos, as zonas de cisalhamento Itajaí e Major Gercino. O mesmo autor interpreta as zonas de cisalhamento limitantes dos distintos domínios como zonas de sutura, as quais delimitam a colagem de terrenos distintos. Florisbal (2011) refere-se aos domínios como Norte, Central e Sul, limitados também pelas zonas de Cisalhamento Itajaí Perimbó (ZCIP) e Major Gercino (ZCMG). O Domínio Norte abrange o Complexo Granulítico de Santa Catarina e as Bacias Neoproterozóicas de Itajaí e Campo Alegre. É caracterizado por sequências arqueanas retrabalhadas no Paleozoico a Mesoproterozóico, com metamorfismo de alto grau. Compreendem ortognaisses tonalíticos, granodioritos e trondjemíticos, intrudidos por rochas máficas e ultramáficas. Ainda neste domínio, ocorrem as sequências vulcano-sedimentares representadas pelas Bacias de Itajaí e Campo Alegre (FLORISBAL, 2012).

O Domínio Central compõe os metassedimentos do Complexo Metamórfico Brusque e as rochas orto e para-derivadas do Complexo Camboriú. O Complexo Metamórfico

Brusque caracteriza-se por ser uma sequência metavulcanossedimentar composta principalmente por metapelitos, filitos e xistos micáceos intercalados com semi-pelitos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, mármore, xistos magnesianos, com algumas representações metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas, metamorfisadas na fácies xisto verde a anfibólito (BASEI, 1985). A foliação inicial ( $S_0$ ) é reconhecida com frequência, a qual auxilia na identificação dos protólitos. Ainda no Domínio Central, há o Complexo Camboriú, no centro-leste de Santa Catarina, caracterizado por gnaisses, migmatitos e granitos calcialcalinos de idade paleoproterozoica (CHEMALE *et al.* 1995).

O Domínio Sul abrange as rochas graníticas neoproterozóicas do Batólito Florianópolis, além dos ortognaisses do Complexo Águas Mornas. Segundo Silva *et al.* (2005), o Complexo Águas Mornas caracteriza-se por apresentar rochas granito gnáissicas migmatíticas de idade paleo a neoproterozóica. Ainda no Domínio Sul, há uma unidade metassedimentar considerada uma cobertura supracrustal metassedimentar do Cinturão Dom Feliciano que foi preservada da erosão por preencher duas calhas tectônicas, denominada por BASEI (1985) como Formação Queçaba (FQ). O mesmo autor sugere a gênese da bacia formada por depósitos do tipo *flysch*, acumulações de sedimentos gerados em bacias de antepaís (*foreland*) constituídas por sequências de sedimentos marinhos, em que há uma sucessão marcada pela alternância entre sedimentos finos e grossos (DZULYNSKI; WALTON, 1965).

A Figura 4 ilustra a compartimentação das unidades pre cambrianas do Escudo Catarinense, bem como as Zonas de Cisalhamento que compartimentam os domínios tectônicos.

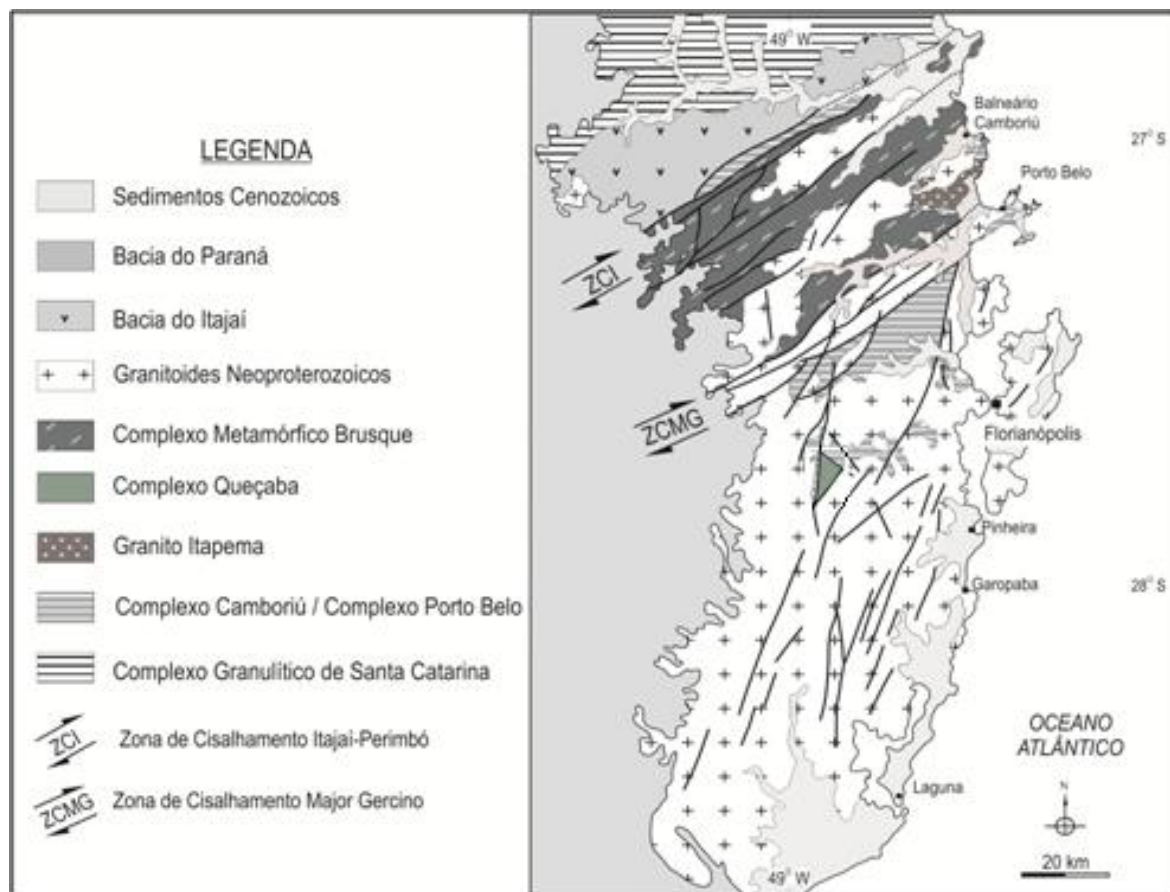


Figura 4 – Geologia e principais estruturas tectônicas que compartimentam os distintos domínios do Escudo Catarinense, área de estudo indicada em vermelho (modificado de BITENCOURT *et al.* 1989).

## 6.2. Geologia do Complexo Queçaba

Esta unidade foi primeiramente descrita e definida por Trainini *et al.* (1978), como Formação Queçaba, interpretada como pertencente à porção superior do Grupo Brusque. O mesmo autor descreve que as rochas desta unidade afloram na forma de duas cunhas, uma oeste e outra leste, entre as folhas de Santo Amaro da Imperatriz e São Bonifácio. Compreende uma seqüência de rochas metamórficas de baixo grau, cuja principal área aflorante localiza-se na região de Teresópolis, município de Águas Mornas. Segundo Basei (1985), esta unidade é considerada de posição mais interna da supra estrutura metassedimentar do Cinturão Dom Feliciano e também um “equivalente flyschóide”, ou seja, uma alternância rítmica de camadas de rochas metassedimentares as quais comportam reologias distintas.

Zanini *et al.* (1997) apresentam a descrição das unidades geológicas das Folhas Lagoa- Florianópolis em escala 1:100.000, produzidas pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM), onde a Formação Queçaba é caracterizada pela intercalação rítmica de filitos, xistos e quartzitos, sendo correlacionável às rochas

metassedimentares do Complexo Brusque. Wildner *et al.* (2014), no Mapa Geológico de Santa Catarina 1:500.000, produzido pelo Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (CPRM), permaneceram utilizando a designação Formação Queçaba adotando os mesmos critérios descritivos e classificatórios de Zanini *et al.* (1997).

Para Zanini *et al.* (1997), os filitos comportam volumes variáveis de moscovita, clorita, quartzo, opacos, zircão, turmalina, titanita e biotita; os quartzitos comportam 90% de quartzo em sua assembleia mineral. Em menor representatividade distingue-se moscovita, clorita, minerais opacos, turmalina e zircão. Estes metassedimentos apresentam textura lepidoblástica fina, resultante da orientação dos minerais micáceos, e textura granoblástica fina no quartzo.

Basei (1985) estabeleceu, no setor oeste da Formação Queçaba, a existência de uma foliação  $S_1$  planar, dominante nos metassedimentos, paralela a ligeiramente oblíqua ( $50^\circ$  a  $90^\circ$ ) ao acamamento sedimentar ( $S_0$ ). A foliação  $S_1$  é cortada por uma clivagem  $S_2$  a qual evolui para uma foliação de *strain slip*. O mesmo autor ainda relata a ocorrência de uma clivagem de crenulação observada em grande parte das exposições de metassedimentos. Ainda segundo Basei (1985), foi evidenciado que as superfícies  $S_1$  e  $S_0$  são afetadas por dobramento cilíndrico com orientação  $50^\circ/N39^\circ E$ , o qual caracteriza uma megaestrutura sinformal com caimento para NE, comportando uma superfície  $S_2$  plano-axial.

O PAM (UFSC, 2016) adota a nomenclatura de Complexo Queçaba para esta unidade. O termo “complexo” é adotado, por ser uma unidade composta pela intercalação rítmica de uma diversidade de rochas de metassedimentares, de estruturação atual complexa, com pelo menos duas fases de dobramentos e desenvolvimento de diversas foliações. Devido ao baixo grau metamórfico, ainda é possível identificar parte das intercalações dos protólitos, como metarritmitos, com intercalação de níveis quartzíticos e micáceos; filitos, por vezes grafitosos, intercalados com metapsamitos, dispostos em geometria tabular com espessuras variando numa escala centimétrica a métrica; e camadas tabulares de quartzitos intercalados com metapsamitos.

. Ainda segundo o PAM (UFSC, 2016), os filitos apresentam coloração cinzenta, granulometria muito fina, e, raramente, ocorrem marcas onduladas reliquiares entre os planos de foliação. A mineralogia é constituída por quartzo, micas e plagioclásio, por vezes com cristais maiores de feldspato alcalino. Os metarenitos são compostos por quartzo, biotita, moscovita, plagioclásio, apresentam textura lepidoblástica desenvolvida pelas micas e granoblástica desenvolvida pelo quartzo e, por vezes, há preservação de estrutura reliquiar. Os quartzitos apresentam mais de 90% de quartzo, com concentrações de até 10% de moscovita, clorita, opacos, turmalina e zircão. Exibem estrutura maciça, textura

granoblástica, porfiroblastos com contatos poligonais a interlobados e desenvolvimento de subgrãos.

Os metarritmitos e quartzitos ocorrem predominantemente no N e NE do CQ e, subordinadamente, na porção central como lajeados, cortes de estrada e, em menor proporção, blocos. Os filitos têm ocorrência abrangente desde o centro-norte até o centro-sul da do CQ, no curso principal do Rio Cubatão e proximidades, ocorrendo intercalados com metarenitos, dispostos em geometria tabular com espessuras milimétricas a centimétricas. Os filitos grafitosos afloram principalmente no centro-sul da área. Eventualmente, ocorrem cornubianitos de coloração bordô de possui granulometria fina, textura decussada e estrutura maciça. Tais rochas são interpretadas por PAM (UFSC, 2016) como resultados do metamorfismo de contato causado pelas intrusões dos Granitoides Santo Antônio e do Granito Serra do Tabuleiro. PAM (UFSC, 2016) define quanto à direção e mergulho do plano de foliação  $S_1$ , que se encontra paralela à  $S_0$  em grande parte da unidade, compartimentando o CQ em três setores: sul, central e norte. No setor sul o plano de foliação tem direção predominante E-W e ângulos de mergulho entre 60 e 90° para norte. No setor central o plano de foliação com direção W-NW e ângulos de mergulho entre 70 e 85° para nordeste. No setor norte e nordeste, onde predominam os metarritmitos e quartzitos, as xistosidades tem orientação do plano preferencialmente para NW com baixo ângulo de mergulho.

As litologias encontradas no CQ, citadas por Basei (1985) e Zanini *et al.* (1997), não foram individualizadas em nenhum mapa, permanecendo como unidade metassedimentar indivisa. Portanto, as investigações realizadas nos trabalhos acima citados não foram capazes de delimitar zonas de maior ocorrência de filitos em relação a quartzitos e metarenitos, assim como estabelecer os ciclos sedimentares da bacia de origem. No levantamento geológico realizado pelo PAM (UFSC, 2016) é possível visualizar a distribuição dos litotipos através da análise do mapa de pontos onde as litologias são individualizadas. Contudo, a unidade continuou indivisa devido à necessidade de levantamentos geológicos mais detalhados, bem como de sessões colunares.

Os dados geocronológicos obtidos para o Complexo Queçaba são escassos. Em Basei & Teixeira (1987), os autores apresentaram uma idade modelo TDM (Nd) obtida em pelitos de 1630Ma, a qual representaria a idade de proveniência para os sedimentos da região. Basei *et al.* (2008) realizaram uma análise através do método U-Pb SHRIMP em zircão detrítico em uma amostra de metassedimento do Complexo apresentando dois picos principais de valores: cristais de zircão mesoproterozóicos de ca. 1,2Ga e um intervalo maior de 1,7 a 1,9Ga.

## 7. REVISÃO CONCEITUAL

### 7.1. Sistema deposicional marinho profundo e modelo de fácies

O sistema deposicional marinho profundo é um ambiente de sedimentação único em comparação com os outros ambientes, devido à sua inacessibilidade e à enorme escala espacial de muitos de seus sistemas deposicionais constituintes. Fluxos sedimentares gravitacionais de massa e de sedimentos, principalmente os fluxos de detritos e as correntes de turbidez, somados aos processos de movimentos de massa (*slides* e *slumps*), são os principais agentes formadores do registro sedimentar gerados em ambiente marinho profundo. Os turbiditos são depósitos onipresentes no registro sedimentar de sistemas deposicionais marinho profundo, sendo produzidos por correntes de turbidez. São formados por uma assembleia de elementos deposicionais mapeáveis caracterizados por uma associação de fácies típicas desse ambiente (Figura 5 e Figura 6) (JAMES, 2010).



Figura 5 – Sucessão vertical de depósitos turbidíticos dominados por areia e lama depositados em porções distais de complexos de leques submarinos (NICHOLS, 2009).



Figura 6 – Leques submarinos com grande extensão lateral, Grupo Zerrissene, Deserto da Namíbia, Namíbia (MCHARGUE, 2014).

Os depósitos turbidíticos adquirem características diferenciadas conforme a deposição se desenvolve na parte proximal ou na distal do lobo turbidítico. A deposição do material sedimentar acontece em sequência, designada por sequência de Bouma (Bouma, 1962; Figura 7) e reflete desaceleração da velocidade do fluxo. A sequência de Bouma é composta por cinco fácies: A (fácies Sm) – arenito maciço, com base abrupta bem definida, interpretado como um depósito gerado em regime de fluxo superior, associado a rápida deposição dos sedimentos; B (fácies Sh) – arenito com estratificação horizontal formado em regime de fluxo superior; C (fácies Sr) – arenito com laminações cruzadas de marcas onduladas ou marcas convolutas formadas em regime de fluxo inferior; D (fácies Fl) – siltito e argilito com laminações plano-paralelas formados em regime de fluxo superior; E (fácies Fm) – argilitos maciços formados pela decantação dos sedimentos em suspensão, ou se relacionam a sedimentação pelágica. Normalmente há várias sequências sobrepostas, onde depósitos individuais de turbiditos variam de poucos centímetros a dezenas de centímetros de espessura, em que cada sequência é o resultado de um evento de curta duração de uma corrente de turbidez (WALKER, 1992). Inúmeras camadas de turbiditos (Sequência de Bouma) constroem, por sua vez, depósitos de leques submarinos (Figura 8), que podem apresentar volumes superiores a  $4 \times 10^6 \text{ km}^3$ , como é o exemplo do Leque Submarino da Bengala. Os leques submarinos comumente ocorrem nas porções finais dos cânions

submarinos ou canais alimentadores, e consistem em depósitos canalizados ou não canalizados.

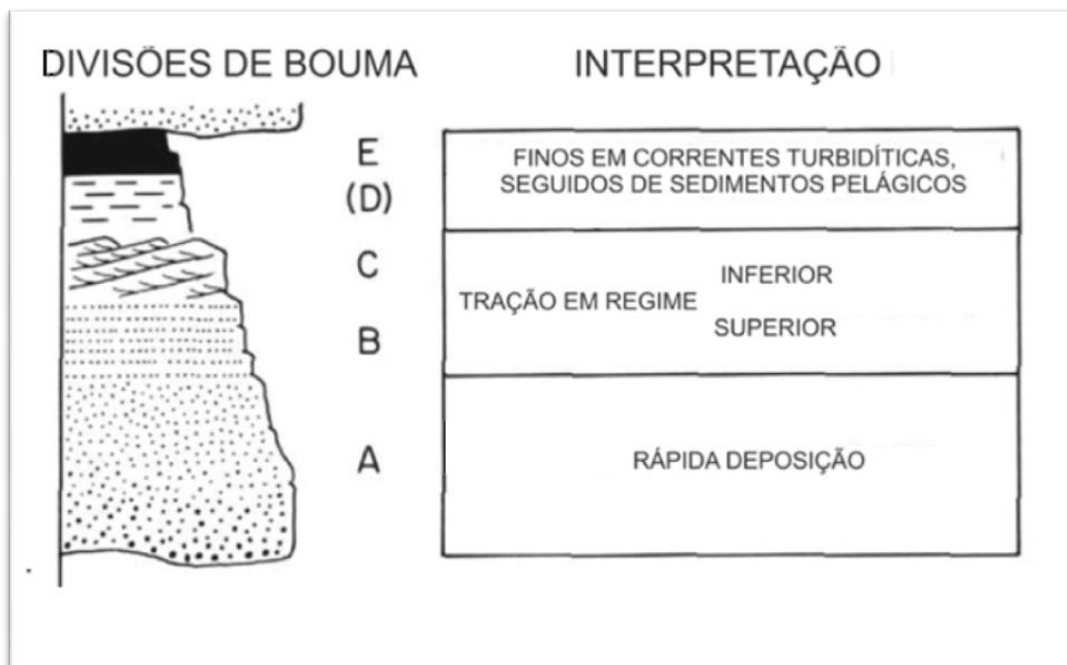


Figura 7 – Divisões de Bouma (1962) e interpretações das fácies sedimentares de depósitos turbidíticos. A – arenitos com gradação normal a maciços; B – arenitos com laminação paralela; C – arenitos finos com laminação cruzada e marcas de onda; (D) – siltitos a lamitos fracamente laminados (em parênteses para enfatizar que em afloramentos intemperizados ou tectonicamente modificados torna-se difícil a distinção entre essa fácies e a fácies E); E – pelitos depositados parcialmente pela corrente turbidítica e parcialmente por decantação de hemipelágicos (SHANMUGAM e MOIOLA, 1985).



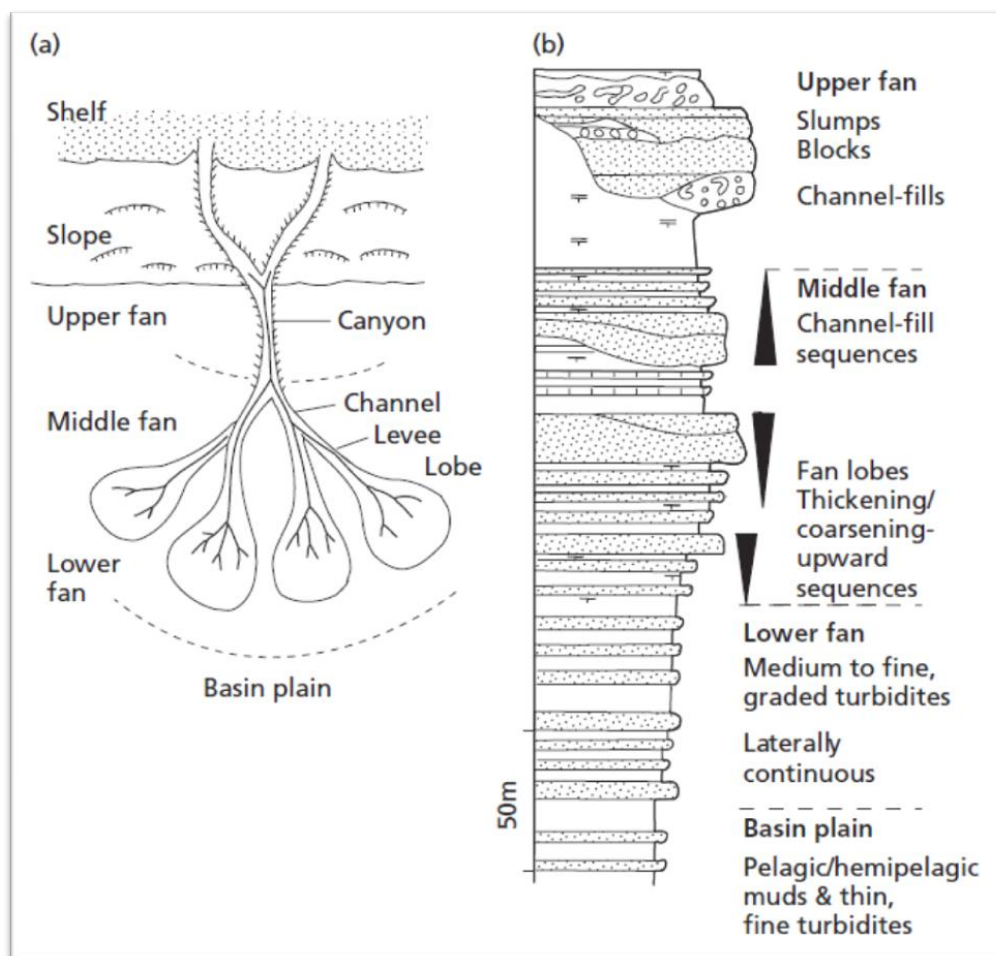


Figura 8 – Figura esquemática de um leque submarino com as respectivas sucessões verticais de fácies (TUCKER, 2001).

O conceito de fácies de turbiditos foi primeiramente introduzido por Mutti e Luchi (1972), em que esses autores usaram o termo fácies para indicar um grupo de estratos com características sedimentares bem definidas. Basicamente, sete fácies, denominadas A, B, C, D, E, F e G foram propostas, em que as fácies refletem primeiramente os mecanismos de deposição. O conjunto de fácies foram usados para se identificar os sub-ambientes dos leques submarinos (Figura 9). Esses autores apontam que as características de uma associação de fácies de turbiditos expressam variações nos processos deposicionais no tempo e espaço, e fornece a maioria das informações diagnósticas para se interpretar o ambiente deposicional dos leques submarinos. Em geral, uma sequência canalizada, com lobos turbidíticos proximais e intermediários são representados por sucessões granodécrescentes ascendentes, sendo compostos pelas fácies A e B, enquanto que sequências não canalizadas com lobos turbidíticos intermediários a distais são representados por sucessões granocrescentes ascendentes e são representados pelas fácies C e D. A fácies G está associada com depósitos da planície abissal, relacionada com sedimentação pelágica (SHANMUGAN e MOIOLA, 1985).

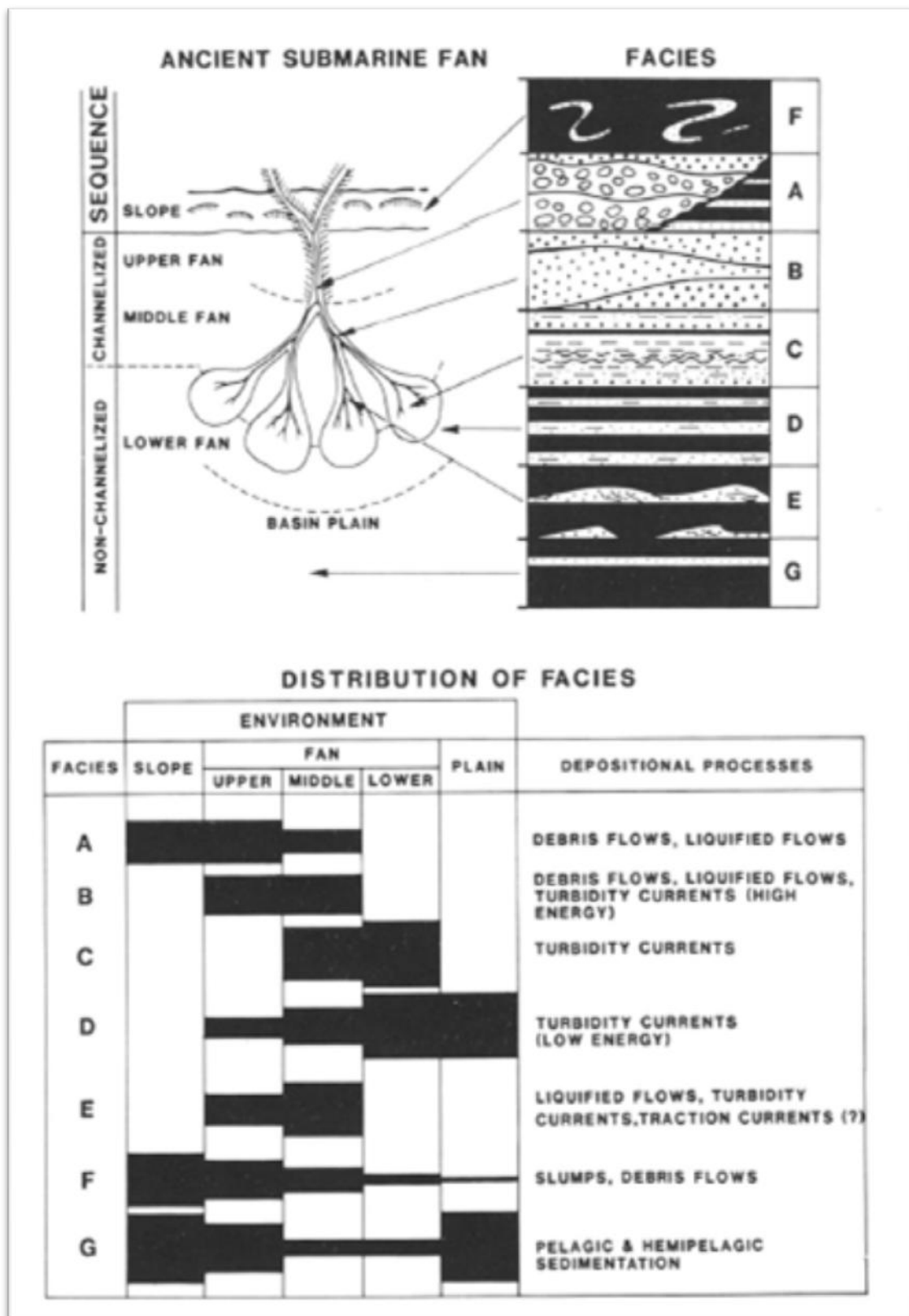


Figura 9 – Distribuição de fácies turbidíticas em ambiente de leques submarinos. As espessuras das barras representam a abundância relativa das fácies (SHANMUGAN e MOIOLA, 1985).

A integração das descrições das fácies e dos processos sedimentológicos leva a identificação, em uma maior escala, dos elementos arquiteturais, bem como a definição dos sistemas e seqüências deposicionais. Os elementos arquiteturais em sistemas marinhos profundos são de ordem de dezenas a algumas dezenas de espessura e podem se estender lateralmente por dezenas de metros a dezenas de quilômetros (Figura 10). Os elementos arquiteturais, origem e características do ambiente deposicional marinho profundo dependem de uma complexa assembleia de processos autogênicos e alogênicos, incluindo: mudanças globais do nível do mar, tectônica, fluxo sedimentar e composição, além da natureza da área fonte. O aporte sedimentar controla o volume e a sucessão vertical de fácies do sistema, assim como a morfologia e a distribuição dos sedimentos, são controlados pela quantidade e natureza dos grãos. Além disso, o tamanho do grão, que é função dos fatores climáticos e da proveniência, controla os padrões de sedimentação (JAMES, 2010).

Inúmeras classificações com relação aos elementos arquiteturais de leques submarinos foram elaboradas por diversos autores (MUTTI e NORMARK, 1991; READING e RICHARDS, 1994). A recente classificação de Pirmez *et al.* (2000) subdivide os elementos deposicionais dos leques submarinos baseado no padrão espacial dos sedimentos, com relação a erosão e deposição. De porções proximais a distais, as subdivisões dos leques submarinos são: cânion submarino, zona onde ocorre erosão; leque submarino proximal, zona os sedimentos são transportados por bypass, em que o canal é limitado por diques marginais (levees deposits); leque submarino intermediário, zona onde ocorre a deposição, ocasionada pela expansão do fluxo devido ao seu desconfinamento; e leque submarino distal, área onde a taxa de deposição diminui e a inclinação do leque é muito próximo a inclinação do assoalho oceânico.

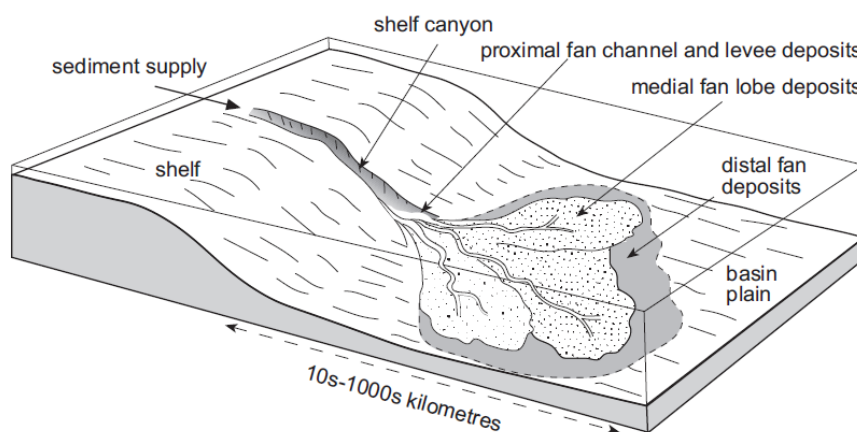


Figura 10 – Leque submarino e seus principais elementos arquiteturais (NICHOLS, 2009).

## 7.2. Bacias sedimentares: uma introdução

Bacias sedimentares são, em um sentido amplo, todas aquelas áreas em que os sedimentos podem se acumular com consideráveis espessuras, passíveis de serem preservados por longos períodos do tempo geológico. As bacias sedimentares podem variar em forma, com formas que variam desde circular, alongada a formas irregulares, e dimensão, com poucos quilômetros (100 km) a enormes bacias oceânicas (EINSELE, 2000). Uma bacia pode designar uma feição geomorfológica, caracterizada por uma depressão na superfície terrestre com formato de tigela, que pode ou não ser um local de acumulação de sedimento. O controle inerente à formação de bacias sedimentares é a Tectônica de Placas e, assim sendo, tais bacias são classificadas com base em sua posição em relação ao ambiente e processos tectônicos. Além disso, as rochas sedimentares dentro de uma bacia promovem registros da história tectônica da região, assim como registros dos efeitos de outros elementos que controlam a deposição, como: clima, nível de base e aporte sedimentar (NICHOLS, 2009).

A questão de como e onde os sedimentos são preservados poderiam ser considerados antes de discutir os ambientes de deposição, porque nem todo rio, lago, delta ou estuário é um ambiente acumulador de sedimento e pode gerar uma sucessão de camadas. De fato, a preservação de depósitos que eventualmente fazem parte do registro sedimentar é uma exceção, não uma regra. Similarmente, os sedimentos observados em rios, estuários, deltas e praias, na maior parte das vezes, estão apenas de passagem para o mar aberto, onde serão preservados na plataforma continental ou na região de mar profundo. Grande parte do que é possível observar atualmente nos ambientes deposicionais modernos não são necessariamente representativos de eventos que resultarão na formação de rochas sedimentares, sendo que para gerar um conjunto de camadas é preciso que haja alguma forma de mudança no ambiente (NICHOLS, 2009). No entanto, em grande escala existe o fenômeno de “subsidência tectônica”, mudanças regionais e locais na posição vertical da crosta terrestre, que permite a preservação de estratos sedimentares depositados em diferentes ambientes (NICHOLS, 2009).

### Fatores controladores: aporte sedimentar, nível de base, tectônica e clima

Clima, tectônica, geologia do substrato, conexão dos oceanos e alterações no nível de base interagem conjuntamente para formar diversos tipos de bacias sedimentares com características de preenchimento específicas. O papel da tectônica na criação de espaços de acomodação e acumulação de sedimentos é fundamental na sedimentologia e

estratigrafia, porém não é o único fator controlador de volume, tipo e distribuição de sedimentos (NICHOLS, 2009).

Por exemplo, em sistemas marinho raso, o nível do mar influencia diretamente na quantidade de acomodação disponível para que o sedimento acumule, assim como tem influência na deposição fluvial e na sedimentação de sistemas marinho profundo. Mudanças no nível relativo dos oceanos não necessariamente afetam todas as bacias, pois muitas delas são estritamente formadas em crosta continental e não possuem conexão alguma com os oceanos. Bacias com drenagem interna (bacias endorreicas) podem ser geradas em uma variedade de ambientes tectônicos, principalmente riftes, bacias de ante-país e bacias do tipo *strike-slip* (NICHOLS, 2009).

Os processos de intemperismo são determinados pela disponibilidade de água e temperatura em uma determinada região do planeta: em climas quentes e úmidos, argilominerais e íons em suspensão são gerados, enquanto ambientes frios resultam em material clástico mais grosso. O transporte de sedimento pela água, gelo ou vento é controlado por fatores climáticos, sendo ambos em termos da disponibilidade de água e calor (NICHOLS, 2009).

O aporte sedimentar é um importante fator controlador de acumulação de sedimentos, em termos de tipo e volume de material. Obviamente, um delta não pode vir a ser um ambiente de deposição de sedimentos arenosos se não houver aporte de areia pelo rio. O volume de suprimento sedimentar possui um impacto na natureza do preenchimento de uma bacia. A disponibilidade de sedimentos é determinada pelo controle tectônico, responsável pelo soerguimento de um terreno em relação a outro, porém condições climáticas e do substrato também exercem papel importante (NICHOLS, 2009).

### **7.3. Ambientes tectônicos das bacias sedimentares**

As bacias sedimentares podem ser classificadas com base no ambiente tectônico no qual está posicionada, sendo divididas em: bacias associadas a esforços extensionais litosféricos em ambiente intraplacas ou interplacas, como riftes, intracratônicas, margens passivas, oceanos ou placas subductadas; bacias relacionadas a limites convergentes, como fossas, complexos acrecionários, bacias ante-arco e retro-arco, e bacias associadas a limites transcorrentes ou *strike-slip* (Figura 11) (NICHOLS, 2009).

Basin category	Special basin type or synonym(s)	Underlying crust	Style of tectonics	Basin characteristics
Continental or interior sag basins	Epicontinental basins, intra-cratonic basins	Continental	Divergence	Large areas, slow subsidence
Continental or interior fracture basins	Graben structures, rift valleys and rift zones, aulacogens	Continental	Divergence	Relatively narrow basins, fault-bounded, rapid subsidence during early rifting
Basins on passive continental margins, margin sag basins	Tensional-rifted basins, tension-sheared basins, sunk margin basins	Transitional	Divergence + shear	Asymmetric basins partly outbuilding of sediment, moderate to low subsidence during later stages
Oceanic sag basins	Nascent ocean basin (growing oceanic basin)	Oceanic	Divergence	Large, asymmetric, slow subsidence
Basins related to subduction	Deep-sea trenches	Oceanic	Convergence	Partly asymmetric, greatly varying depth and subsidence
	Forearc basins, backarc basins, interarc basins	Transitional, oceanic	Dominantly divergence	
Basins related to collision	Remnant basins	Oceanic	Convergence	Activated subsidence due to rapid sedimentary loading
	Foreland basins (Peripheral), retroarc basins (intramontane), broken foreland basins,	Continental	Crustal flexuring, local convergence or transform motions	Asymmetric basins, trend to increasing subsidence, uplift and subsidence
	Terrane-related basins	Oceanic		Similar to backarc basins
Strike-slip/ wrench basins	Pull-apart basins (transtensional) and transpressional basins	Continental and/or oceanic	Transform motion, $\pm$ divergence or convergence	Relatively small, elongate, rapid subsidence

Figura 11 – Classificação das bacias sedimentares relacionadas com os ambientes tectônicos (EINSELE, 2000).

Neste trabalho, serão abordados três tipos de bacias sedimentares com maior probabilidade de associação com o ambiente tectônico que foi gerado o CQ: (i) bacias do tipo margem passiva; (ii) bacias do tipo margem ativa e; (iii) bacias mistas (bacias remanescentes).

### Bacias do tipo margem passiva

As margens continentais formadas durante a abertura de um oceano são chamadas de margens passivas (sem atividade sísmica significativa). Margens continentais passivas são caracterizadas por elevações e terraços em ambiente intra-placa na transição entre crosta continental e oceânica (Figura 12) Assim, os sedimentos podem ser depositados em locais pavimentados por crosta totalmente continental, crosta de transição ou crosta inteiramente oceânica (NICHOLS, 2009).

As margens passivas são rupturas de declive na transição entre as porções terrestre e marinha que desenvolvem plataformas marinhas com tendências estratocrescentes em direção ao oceano. O aporte de sedimento é fornecido por grandes sistemas continentais de drenagem e amplas áreas de agradação sobre a plataforma podem se desenvolver ao nas regiões pericontinentais (READING, 1996).

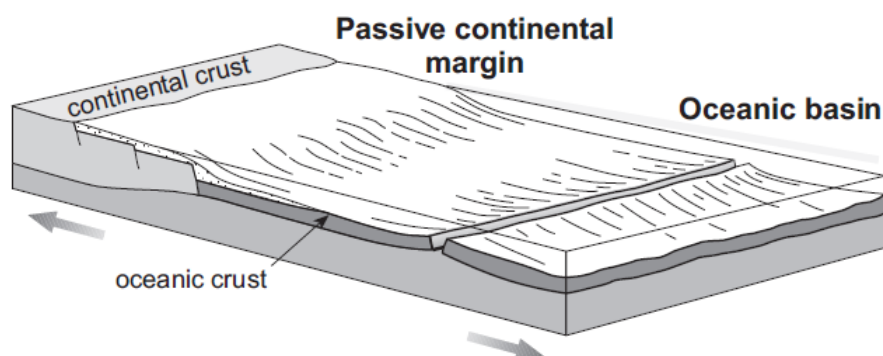


Figura 12 – Bacia de margem passiva em região de transição entre crosta continental e oceânica (BOGGS, 2014).

O termo "margem passiva" é usado nesse sentido como o oposto do margens "ativas" entre oceanos e continentes onde a subducção está ocorrendo. Morfologicamente a margem passiva é formada pela plataforma continental e pelo talude continental e o aporte de sedimento clástico é em grande parte proveniente do continente adjacente. O clima, topografia e o padrão de drenagem no continente determinam, portanto, a natureza e o volume do material fornecido à plataforma (NICHOLS, 2009).

### Bacias relacionadas a margens ativas

Quando uma bacia oceânica fecha completamente com a total eliminação da crosta oceânica por subducção, as duas margens continentais acabam por convergir. Onde duas placas continentais convergem, não ocorre subducção porque a litosfera continental espessa e de baixa densidade é muito flutuante para ser subduzida. A colisão de placas envolve um espessamento da litosfera e a criação de um cinturão orogênico, uma cadeia de montanhas formada pela colisão de placas. Os Alpes formaram o fechamento do Oceano Tétis, enquanto a África se deslocava para o norte em relação à Europa, assim como os Himalaias são o resultado de uma série de colisões relacionadas ao movimento da Índia para o norte (BOGGS, 2014).

O encurtamento inicialmente aumenta a espessura da litosfera até valores "normais" antes de se tornar excessivamente espessa. À medida que a crosta engrossa, sofre deformação, com metamorfismo ocorrendo nas partes inferiores da crosta e movimento do material para fora do núcleo do cinturão orogênico ao longo de grandes planos de falha. Nos níveis mais rasos do cinturão, falhas de ângulo baixo (empurrões) também movem rochas para fora, afastando-as do centro do cinturão. Essa combinação de movimento por tectônica thick-skinned (que envolve falhas que se estendem profundamente na crosta) e thin-skinned (falhas de empurrão superficiais) transfere massa lateralmente e resulta em uma sobrecarga da crosta adjacente ao cinturão de montanha. Esta sobrecarga crustal resulta na formação de uma bacia de ante-país periférica (Figura 13) (BOGGS, 2014).

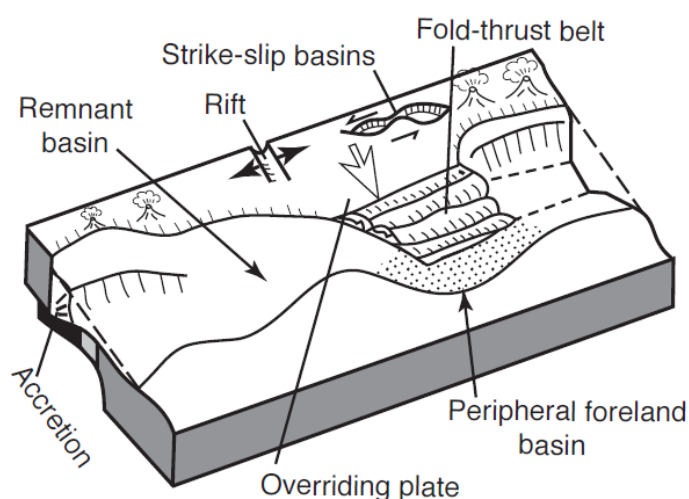


Figura 13 – Bacias sedimentares relacionadas a colisões de placas tectônicas (BOGGS, 2014).

Nos estágios iniciais da formação da bacia de ante-país, a colisão terá prosseguido até o ponto de espessamento da crosta (que antes era afinada em uma margem passiva) até a espessura crustal "normal". Embora isso resulte em uma sobrecarga na crosta e na litosfera flexurada, o próprio cinturão orogênico não estará muito acima do nível do mar nesta fase e pequenos detritos serão fornecidos pela erosão da cadeia orogênica. Os sedimentos iniciais da bacia de ante-país ocorrerão, portanto, em uma bacia de águas profundas, com a taxa de subsidência excedendo a taxa de aporte sedimentar. Quando o cinturão orogênico é mais maduro e gerou uma cadeia de montanhas, há um aumento na taxa de fornecimento de sedimentos para a bacia de ante-país. Apesar de a sobrecarga na bacia ter aumentado, a oferta de sedimentos normalmente excede a taxa de subsidência de flexão (BOGGS, 2014).



A estratigrafia da bacia de ante-país tipicamente evolui desde águas profundas até sedimentos marinhos rasos e depois continentais, o que domina os últimos estágios da sedimentação da bacia. Devido às formas irregulares de continentes e arcos insulares, e ao fato de que as massas de terra tendem a colidirem obliquamente durante a colisão, porções de uma antiga bacia oceânica podem permanecer abertas após a colisão (NICHOLS, 2009). Esses sobreviventes são chamados de bacias remanescentes. As bacias remanescentes modernas incluem o Mar Mediterrâneo, o Golfo de Omã e o nordeste do Mar da China Meridional (BOGGS, 2014).

### Bacias Mistas (Bacias Remanescentes)

As bacias oceânicas remanescentes são bacias oceânicas situadas entre as margens continentais ou margens de placas continental-oceânica que se colidem e, por fim, subductadas ou deformadas em cinturões de sutura. Devido às formas irregulares de continentes e arcos insulares, e ao fato de que as massas de terra tendem a se aproximar uma da outra obliquamente durante a colisão, porções de uma antiga bacia oceânica podem permanecer abertas após a colisão. Esses sobreviventes são chamados de bacias remanescentes (Figura 14) (BUSBY & INGERSOLL, 1998).

Bacias oceânicas remanescentes coletam sedimentos (principalmente turbiditos) do arco magmático vizinho, da margem continental passiva que se aproxima e da crosta oceânica subjacente. Tais bacias tendem a coletar grandes volumes de sedimentos de áreas emergentes próximas e a sofrer deformação sin-sedimentar substancial (movimentos de convergência, também frequentemente acompanhada por movimentos *strike-slip*) (EINSELE, 2000).

A evolução de bacias remanescentes ocorre da seguinte maneira: 1) fechamento do oceano: bacia oceânica remanescente com importante sedimentação de água profunda (depósitos *flysch*); 2) início do cavalgamento, ocasionando o aumento da declividade do talude a partir da reativação das falhas normais preexistentes, ocasionando em aumento da ocorrência de depósitos turbidíticos; 3) fase de sedimentação em águas profundas com fonte no orógeno e com reversão das estruturas herdadas (falhas lítricas e normais passam a cavalgamentos), havendo muita geração de espaço e pouco aporte sedimentar; 4) fase continental e de águas rasas com grande elevação da área fonte e muito aporte sedimentar (colmatação da bacia); 5) inversão da bacia, deformação e erosão de sedimentos previamente depositados, formação de discordâncias e avanço do depocentro em direção ao cráton. A preservação de bacias deste tipo no registro geológico antigo depende da

evolução geológica posterior. O potencial de preservação é pequeno, pois quando a área soerguida é erodida a sobrecarga deixa de existir e a bacia soergue novamente (EINSELE, 2000).

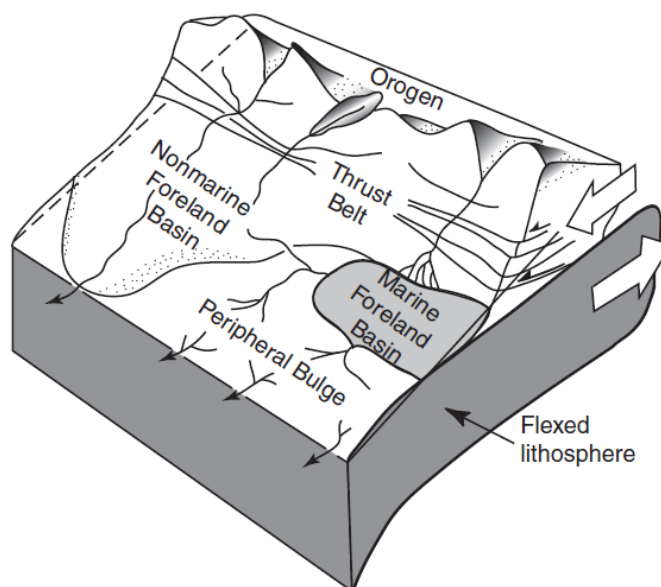


Figura 14 – Ilustração esquemática dos elementos fundamentais de um sistema orógeno-foreland: um orógeno compressivo, um cinturão de cavalgamento e a bacia foreland em que a erosão, o transporte e a deposição de sedimentos ocorrem. A bacia pode ser preenchida em diferentes graus ao longo do *strike*, dependendo das taxas relativas de fluxo de massa no orógeno, denudação e sedimentação por processos de superfície, compensação isostática e alterações eustáticas no nível do mar (BOGGS, 2014).

#### Comparação de leques submarinos formados em margens passivas, margens ativas e margens mistas

Fácies turbidíticas e suas relativas distribuições e associações podem ser utilizadas para interpretar ambientes de leques submarinos antigos. Leques submarinos são classificados em quatro tipos baseados no ambiente tectônico de geração: margem passiva imatura, margem passiva madura, margem ativa e configuração mista. Elementos tectônicos controlam direta ou indiretamente os fatores que determinam o tipo de leque submarino, fatores esses incluem a proximidade da área fonte, a largura da plataforma continental e costeira, o volume de sedimento, o gradiente do fundo marinho, a relação areia/ lama e a configuração da bacia. A espessura máxima das sucessões sedimentares de leques submarinos varia geralmente de 1.000 a 5.000 metros em todos os ambientes tectônicos. Os leques depositados em algumas fossas oceânicas e em bacias oceânicas remanescentes podem atingir uma espessura total de até 10.000 metros (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

A configuração de margem passiva imatura (tipo Mar do Norte) representa um estágio inicial de evolução da bacia em uma margem divergente, caracterizada por pequenas bacias pavimentadas por crosta continental, que recebem sedimentos de fontes próximas, formando planícies costeiras e plataformas estreitas, altos gradientes, resultando em elevadas razões de areia/ lama e lobos turbidíticos bem desenvolvidos (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

A configuração de margem passiva madura (tipo Atlântico) representa um estágio avançado de evolução da bacia em uma margem divergente. Formam grandes bacias, pavimentada por crosta oceânica, fontes distantes, planícies costeiras e plataformas largas, baixos gradientes, baixas razões areia/ lama. Os leques desenvolvidos neste cenário são grandes, ricos em lama e carecem de lobos bem desenvolvidos (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

A configuração de margem ativa (tipo Pacífico) representa as margens convergentes, transformantes e de colisão. Pequenas bacias pavimentadas por crosta oceânica ou crosta continental que acumulam sedimentos de fontes próximas, formando planícies costeiras e plataformas estreitas, altos gradientes e elevadas razões areia/ lama. Os leques desenvolvidos no cenário de margem ativa são pequenos, ricos em areia e exibem lobos comumente (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

A configuração mista são bacias sedimentares limitadas por margens passivas e ativas são consideradas bacias oceânicas remanescentes. Este tipo de configuração se refere a bacias oceânicas que existem pouco antes da colisão crustal em áreas de consumo de chapas. Conforme a colisão evolui, terras altas orogênicas lançam grandes quantidades de sedimentos que eventualmente são depositados como leques submarinos nas bacias oceânicas remanescentes. Embora os leques desta configuração são depositados em uma bacia oceânica remanescente ou mistura, certamente exibem todos as características de um leque de margem passiva madura (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

As margens ativas (por exemplo, fossas oceânicas, retro-arco, ante-arco, entre outras) geralmente produzem pequenos leques ricos em areia, enquanto as margens passivas maduras desenvolvem grandes leques ricos em lama. Leques modernos de margem passiva são comumente canalizados na porção inferior do leque, enquanto leques submarinos de margem ativa não são canalizados. Leques submarinos maduros de margem passiva podem apresentar centenas de quilômetros de comprimento, assim como os turbiditos de margens ativas apresentam lobos turbidíticos característicos, com dezenas de quilômetros (Figura 15) (SHANMUGAN & MOIOLA, 1985; 1988).

Leques submarinos de margens ativas caracterizam sistemas pouco eficientes com alta tendência de desenvolvimento de lobos arenosos, enquanto os de margem passiva madura exibem características de sistemas altamente eficientes marcados por extensas camadas tabulares de areia. Os dois tipos de leques submarinos diferenciam-se nas porções de lobos turbidíticos distais (Figura 16) (SHANMUGAN & MOIOLA, 1988).

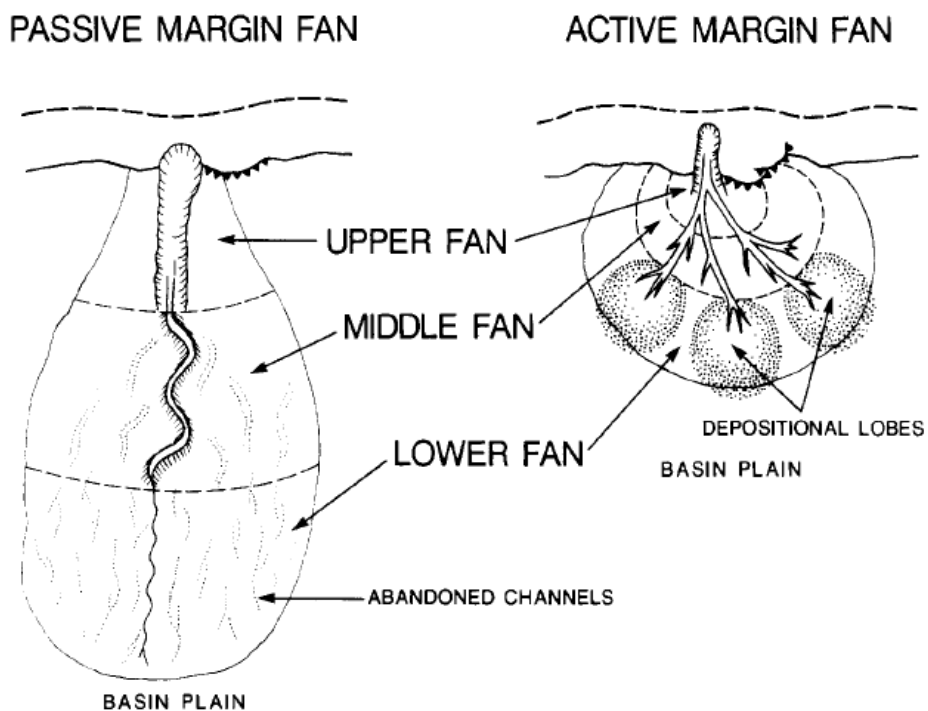


Figura 15 – Comparação entre leques submarinos maduros de margem passiva e leques imaturos (adaptado de SHANMUGAN e MOIOLA, 1985).

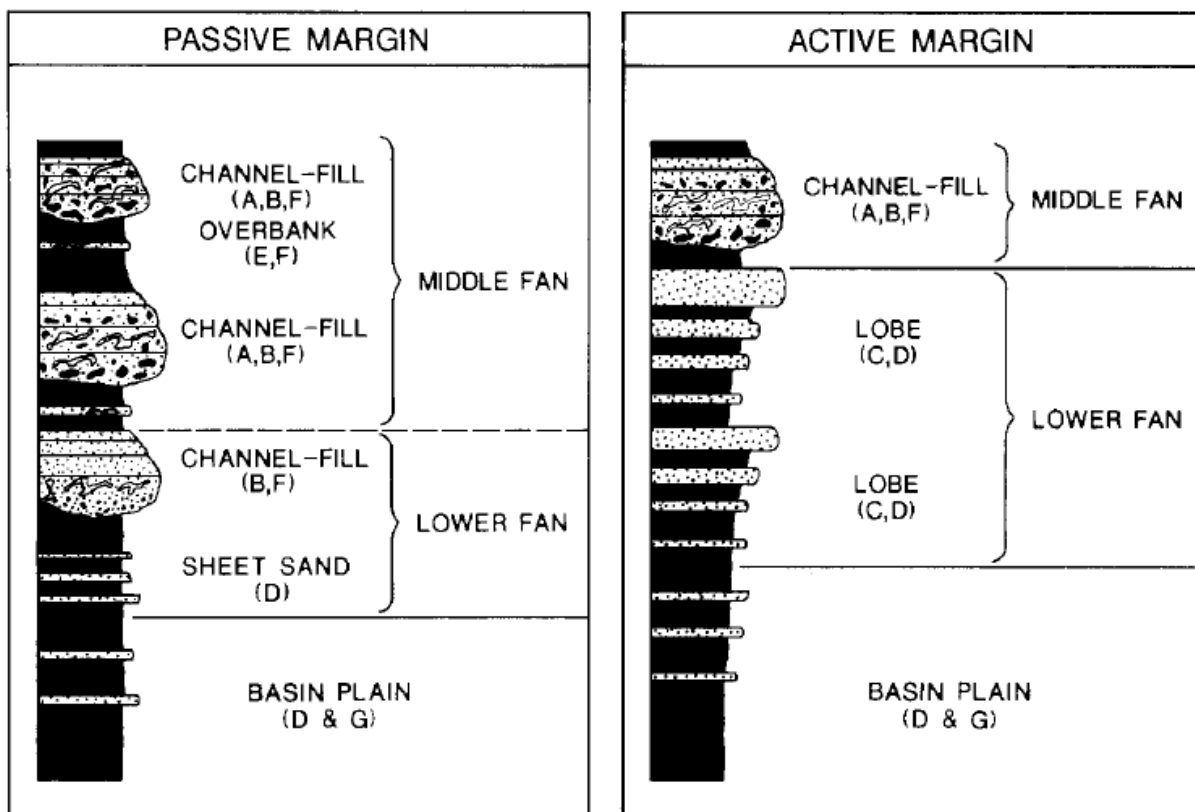


Figura 16 – Seções colunares idealizadas mostrando a distribuição de fácies turbidíticas em leques submarinos de margens passivas (à esquerda) e leques de margens ativas. Apenas são mostradas porções intermediárias e distais dos leques e planície abissal. Note a diferença entre as areias de lobos e camadas (adaptado de SHANMUGAM e MOIOLA, 1985).

#### 7.4. Proveniência de arenitos: método Gazzi-Dickinson

Nos últimos anos, tem havido muito esforço para relacionar a composição detrítica de um arenito ao ambiente tectônico de sua região de proveniência. Detritos provenientes de diversos terrenos geralmente possuem composição particular e são depositados em bacias sedimentares associadas, que ocorrem em um número limitado de ambientes tectônicos. As modas de detritos de areias modernas e antigas têm sido utilizadas nesses estudos, que frequentemente foram complementados com análises químicas de grãos, incluindo a datação por idade de zircões e fragmentos de rochas (TUCKER, 2001).

O método Gazzi-Dickinson é uma técnica de contagem de pontos utilizado na geologia baseado em uma análise estatística modal dos componentes de rochas sedimentares, principalmente arenitos. A técnica baseia-se na contagem dos componentes com diâmetro areia (0,0625 – 2 mm), sem levar em conta o quê os conecta (BOGGS, 2014).

A partir da análise modal de um arenito, as porcentagens de várias combinações de grãos são plotadas em diagramas triangulares, sendo utilizadas para diferenciar os diferentes terrenos de origem (Figura 17 e Figura 18). As categorias de grãos determinadas

são: Q, F e L, nos quais Q = Quartzo (Qt = quartzo tectônico + Qm = quartzo monocristalino + Qp = quartzo policristalino); F = feldspato (Fp = feldspato plagioclásio + Fk = feldspato potássico); L = líticos. Um diagrama triangular Qt-F-L leva todos os grãos de quartzo juntos (Qm + Qp) e assim enfatiza a maturidade do sedimento. O uso desses diagramas permite que os arenitos dos quatro principais terrenos sejam discriminados (Tabela 3) (TUCKER, 2001).

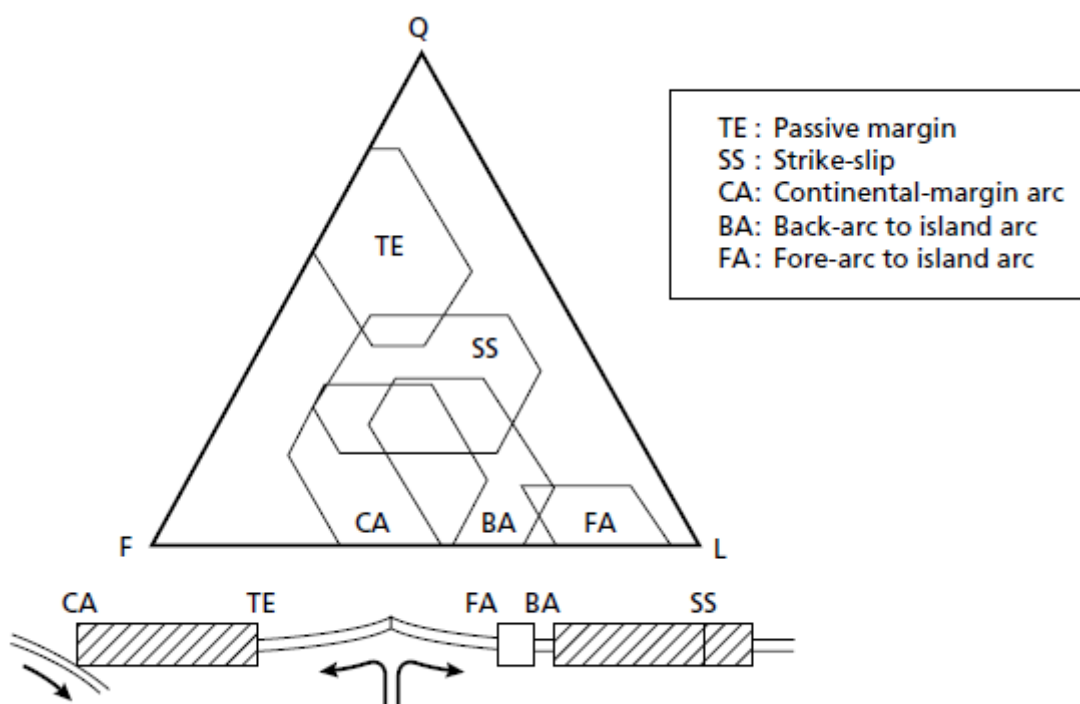


Figura 17 – Ambientes tectônicos: margem passiva (TE), strike-slip (SS), arco em margem continental (CA), arco de ilhas a retro-arco (BA) e arco de ilhas a ante-arco (FA) (adaptado de TUCKER, 2001).

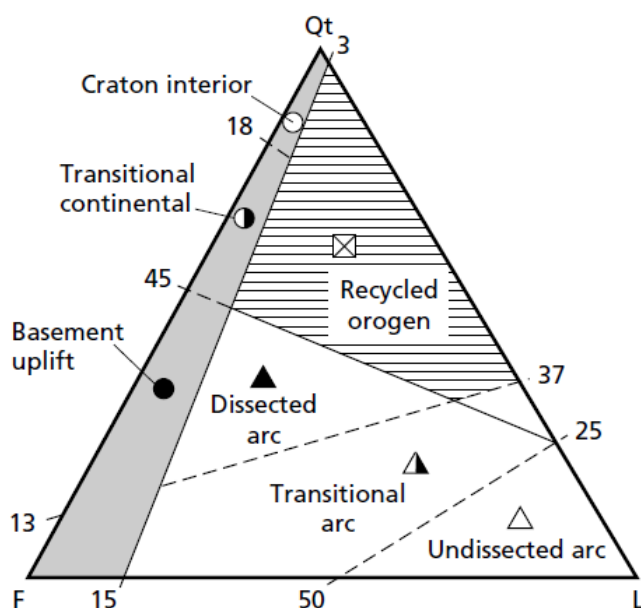


Figura 18 – Blocos continentais (fundo cinza), arcos magmáticos (fundo branco) e orógenos reciclados (fundo listrado) (adaptado de TUCKER, 2001).

Tabela 3 - Principais terrenos de proveniência, ambiente tectônico e composição típica de areias (adaptado de TUCKER, 2001).

Proveniência	Ambiente tectônico	Composição da areia derivada
Cráton interior	Interior ou margem passiva continental	Areias quartzosas; Altas razões $qm/qp$ e $fk/fp$
Embasamento soerguido	Ombreiras de rifte ou rupturas transformantes	Areias quartzo-feldspáticas pobres em líticos; Razões $qm/f$ e $fk/fp$ similares ao substrato rochoso
Arco magmático	Arco de ilhas ou arco continental	Areias feldspato-líticas vulcanoclásticas; Altas razões $p/k$ gradando para areias quartzo-feldspáticas derivadas de batólitos
Orógeno reciclado	Complexos de subdução ou cinturões de rochas dobradas (thrust-fold belts)	Areias quartzo-líticas pobres em $f$ ; razões variáveis de $qm/qp$

Crátons interiores de relevo baixo geralmente produzem areias quartzosas provenientes do embasamento granito-gnáissico e reciclagem de estratos sedimentares anteriores. Eles são depositados nos crátons ou transportados para margens continentais passivas. O embasamento soerguido reflete áreas de alto relevo ao longo de riftes e zonas de cisalhamento. As areias predominantemente quartzo-feldspáticas e pobres em líticos são depositadas em bacias extensionais e transtensionais. Arcos magmáticos produzem areias

com alto conteúdo de fragmentos líticos vulcânicos e, à medida que são dissecados até suas raízes plutônicas mais profundas, são gerados detritos quartzo-feldspáticos (TUCKER, 2001).

Detritos derivados da reciclagem de cinturões orogênicos são muito variados em sua composição, refletindo os diferentes tipos de orógenos (colisão continente-continente ou continente-oceano). O sedimento de um orógeno reciclado pode preencher bacias oceânicas adjacentes e bacias oceânicas remanescentes ou ser transportado em sistemas fluviais importantes para bacias mais distantes em locais tectônicos não relacionados (TUCKER, 2001).

Os grãos líticos dominam em muitos arenitos de reciclagem orogênica. Aqueles derivados de cinturões colisionais continentais (como os Alpes e o Himalaia), quartzo e fragmentos de rochas sedimentares são dominantes. Detritos provenientes de um complexo de subducção soerguido em um orógeno resultante de uma colisão continente-oceano, a título de contraste, terá um alto conteúdo de fragmentos de rochas ígneas, bem como fragmentos de rochas sedimentares de grãos finos (sílex) e grãos de feldspato (TUCKER, 2001).

## **7.5. Rochas metassedimentares**

A partir do reconhecimento de feições diagnósticas (texturais e mineralógicas) de rochas metassedimentares é possível realizar associações de tais rochas com seus respectivos protólitos. O conceito de metamorfismo sugere processos de mudança em que rochas formadas originalmente em ambientes ígneos ou sedimentares recristalizam em resposta a novas condições, para produzir uma rocha metamórfica. Muitas rochas metamórficas retêm algumas características do material parental (composição química e feições estruturais) e desenvolvem novas texturas e, por vezes, novos minerais (YARDLEY, 2000).

Existe uma grande variedade de processos que causam metamorfismo, desde o soterramento progressivo e consequente aquecimento de espessas sequências sedimentares, até por atividades ígneas ou mesmo impactos de grandes meteoritos na superfície terrestre. Porém, na maioria dos casos o metamorfismo ocorre nas vizinhanças das margens de placas ativas. As mudanças mineralógicas são geralmente acompanhadas por aumento de diâmetro dos cristais, assim como em pelitos que progridem de ardósias finas para xistos mais grosseiros (Tabela 4). O grau metamórfico é definido pelas condições de temperatura e pressão em que uma rocha foi submetida (YARDLEY, 2000).



Tabela 4 – Principais rochas metamórficas e suas características (YARDLEY, 2000).

ROCHA METAMÓRFICA	CARACTERÍSTICAS
ARDÓSIA	ROCHA COM FORTES PLANOS DE CLIVAGEM DEVIDO À ORIENTAÇÃO DE GRÃOS MICÁCEOS MUITO FINOS; MENOR GRAU DE METAMORFISMO.
FILITO	PLANO DE XISTOSIDADE MARCADO POR MINERAIS MICÁCEOS; ORIGINA-SE POR METAMORFISMO DINÂMICO E RECRISTALIZAÇÃO DE MATERIAL ARGILOSO; INTERMEDIÁRIO ENTRE ARDÓSIA E XISTO.
XISTO	CARACTERIZADO PELO ALINHAMENTO PARALELO DE GRÃOS MODERADAMENTE GROSSOS, EXIBINDO XISTOSIDADE DESENVOLVIDA POR MINERAIS LEPIDOBLÁSTICOS E NEMATOBBLÁSTICOS.
METARENITO	FRAÇÃO ARGILOSA RECRISTALIZA-SE NA FORMA DE MINERAIS MICÁCEOS, ENQUANTO FRAÇÃO ARENOSA RECRISTALIZA-SE COMO GRÃOS EQUIDIMENSIONAIS.
GNAISSE	ROCHA DE GRANULAÇÃO GROSSA FOLIADA RESULTANTE DE METAMORFISMO DE ALTO GRAU.
QUARTZITO	> 75% DE QUARTZO NA ROCHA; COMUMENTE ORIGINA-SE POR METAMORFISMO DE ARENITOS QUARTZOSOS E CHERTS.

*Rochas pelíticas submetidas a metamorfismo regional de baixo grau*

Rochas pelíticas são derivadas de sedimentos finos e são alvos de estudo do campo de metamorfismo porque desenvolvem assembleias mineralógicas específicas e mapeáveis, ou seja, desenvolvem ampla gama de minerais distintos em todas as fácies metamórficas. O termo pode ser usado para referir-se a todas as rochas ardósianas ou xistosas com alta proporção de minerais micáceos ou outros filossilicatos (YARDLEY, 2000).

Em termos químicos, as reações metamórficas envolvem, principalmente, os componentes SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O e H<sub>2</sub>O, sendo que a maioria dos estudos experimentais utilizando rochas naturais são classificados com base no sistema KMFASH

(iniciais dos principais componentes). Outros componentes, especialmente  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{C}$  podem estar presentes em quantidades significativas, mas, de maneira geral, não contribuem para a produção dos minerais índices consagrados. A maioria dos metapelitos contém quartzo e, contando com o fato de que durante o aquecimento progressivo de rochas hidratadas produz uma fase fluida, uma vez que há liberação de  $\text{H}_2\text{O}$  no sistema (YARDLEY, 2000).

Sedimentos argilosos podem sofrer extensas mudanças durante a diagênese e não existe uma linha tênue entre processos diagenéticos e metamórficos. Durante os estágios avançados da diagênese, muitas argilas tornam-se instáveis e os sedimentos pelíticos são convertidos em mistura de clorita e illita, com quantidades variáveis de minerais do grupo da caulinita. O estudo de tais rochas requer técnicas bastante especializadas devido ao tamanho do grão muito fino, que impede a fácil identificação das fases. Na maioria das vezes, tais mudanças são aloquímicas, devido à saída de íons resultante da compactação dos argilominerais durante o processo diagenético. Alguns autores utilizam o termo “anquizona” para definir a zona transicional entre diagênese e metamorfismo característica por rochas ricas em clorita-illita, assim como “epizona” para os graus sucessivamente mais baixos nos quais a illita transforma-se em mica branca (sericita ou fengita) (YARDLEY, 2000).

Uma grade petrogenética para rochas pelíticas ilustra os limites de estabilidade aproximados para o metamorfismo de tais rochas. As zonas minerais são designadas pelo aparecimento de minerais índices; por exemplo, para fácies metapelíticas em graus de metamorfismo crescente: zona da clorita, zona da biotita, zona da granada, zona da estauroлита, zona da cianita, zona da sillimanita (YARDLEY, 2000).

Existem fácies metamórficas típicas do metamorfismo de contato, que ocorre nas encaixantes de corpos intrusivos fortemente aquecidos. O metamorfismo de contato muitas vezes ocorre em zonas (auréolas de contato) de rochas progressivamente mais transformadas quanto mais próximas do corpo intrusivo. A essas rochas dá-se o nome de cornubianito (YARDLEY, 2000).

## 8. RESULTADOS

As análises sedimentológicas e petrográficas das rochas metassedimentares do CQ permitiram a identificação de diferentes litologias que compõem a sucessão vertical de fácies.

No setor sul foram levantados 310 metros de sucessão metassedimentar, a maior exposição contínua de rochas dentro do CQ. O grau de intemperismo neste setor é elevado, tornando impossível a identificação de estruturas sedimentares. No setor central, foram elaboradas duas seções colunares com 120 metros levantados na primeira seção e 80 metros na segunda. Entre todos os afloramentos visitados, o grau de intemperismo neste setor é o menor avaliado, mostrando exposições promissoras para estudos posteriores de investigação de feições diagnósticas. No setor norte foram levantados 50 metros de sucessão metassedimentar, sendo o setor com menor exposição contínua e grau médio de intemperismo. Em todas as seções, além de laminações que evidenciam a superfície deposicional original ( $S_0$ ), não foram identificadas demais estruturas sedimentares reliquias.

O CQ na região é formado por uma sucessão sedimentar de aproximadamente 8 km de espessura, com base no ângulo de mergulho predominante (em média  $80^\circ$  com direção variando de NNW a NNE) e formato alongado da cunha na direção NNE-SSW.

### 8.1. Análise de Fácies

Estruturalmente, as rochas do CQ apresentam intercalações centimétricas a métricas de metarenitos e filitos. Como as rochas do CQ se encontram metamorfizadas as estruturas sedimentares não foram observadas ao longo do levantamento de campo. O que foi possível observar foi às variações texturais das rochas. Com base na proporção entre metapelitos e metarenitos na sucessão metassedimentar do CQ, foram identificados três tipos de acamamento: flaser, wavy e linsen (Figura 19). A concentração da fração arenosa é maior no flaser e menor no linsen quando comparada a fração fina. Acamamento do tipo wavy compreendem heterolitos com frações similares de areia e lama (TUCKER, 2011). Embora esse tipo de nomenclatura seja aplicado a litofácies encontradas em sequências sedimentares de plataforma dominada por ondas e sistemas de maré, neste trabalho essa nomenclatura foi adaptada para sistemas marinho profundo, visto que muitas vezes a interdigitação entre metarenitos e metapelitos era irregular e descontínua refletindo tais

acamadamentos, muito provavelmente resultados da deformação e do metamorfismo ao invés de refletir o processo deposicional.

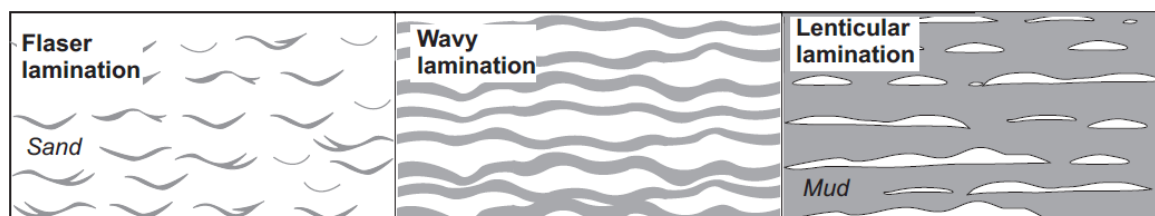


Figura 19 – Tipos de acamadamento heterolítico que são misturas de areia e lama: flaser, wavy e linsen (lenticular) (extraído de TUCKER, 2011).

As litofácies do CQ foram identificadas a partir de atributos texturais presentes nas rochas, como também foram analisadas a partir da descrição da análise petrográfica. A análise resultou na identificação de quatro litofácies (Tabela 6): três heterolíticas e uma quartzarenítica (Figura 20, Figura 21, Figura 22, Figura 23). A disposição das diferentes litofácies em afloramento é mostrada na Figura 24. As camadas possuem geometria tabular ou lenticular, com espessuras variáveis, constituídas por depósitos em camadas heterolíticas caracterizados pela intercalação de arenito subarcóseo a quartzarenito, muito fino a médio com níveis milimétricos a centimétricos de argila e silte, dispostos em acamadamentos dos tipos: flaser, wavy e linsen. Não foram encontradas estruturas sedimentares, apenas laminações plano-paralelas nos filitos e metarenitos, que indicam a superfície original de deposição (S0). A composição das rochas é predominantemente constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, moscovita e biotita, com proporções menores de clorita, turmalina, zircão e minerais opacos. As litofácies arenosas predominam sobre as pelíticas, sendo que as frações quartzíticas ocorrem de maneira subordinada.

Devido à ausência de estruturas sedimentares as litofácies foram simplificadas, onde as mesmas foram relacionadas a sequências de Bouma incompletas, e não as sequências de fácies propostas por Mutti e Luchi (1972). As fácies da sequência de Bouma estão expressas na Tabela 5. É importante lembrar, que a ausência de estruturas sedimentares gerou produtos mais simplificados, onde a interpretação dos processos deposicionais forma inferidos somente com base na variação textural.

Tabela 5 – Código, descrição, interpretação e fácies encontrada em cada litofácies identificada em campo.

CÓDIGO	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO	SEQUÊNCIA DE BOUMA
Sm	Arenito subarcóseo a quartzarenito fino	Rápida deposição de fluxos	Sm - Sh

	a médio, maciço a foliado, acinzentado, mal a moderadamente selecionado, sem estruturas sedimentares aparentes. Camadas tabulares descontínuas, com até 1 m de espessura, separadas por camadas milimétricas de arenito muito fino a pelito.	hiperconcentrados.	
Hf	Depósitos em camadas heterolíticas caracterizados pela intercalação de arenito subarcóseo a quartzarenito, muito fino a médio, maciço a laminado, acinzentado, mal a moderadamente selecionado com laminação plano-paralela, com mais de 5 cm de espessura e pelitos maciços ou com laminação plano-paralela, com espessura média de 1 cm.	Alternância entre tração gerada por correntes unidirecionais e processos de suspensão. Predominam processos de tração em relação à suspensão.	Sm - Sh - Sr
Hw	Depósitos em camadas heterolíticas caracterizados pela intercalação de arenito, subarcóseo a quartzarenito, muito fino, maciço ou com laminação plano-paralela, acinzentado, mal a moderadamente selecionado, com mais de 5 cm de espessura, e pelitos maciços ou com laminação plano-paralela, com espessura média de 5 cm.	Alternância entre tração gerada por correntes unidirecionais e processos de suspensão. Igual proporção entre processos de tração e suspensão.	Sh - Sr - Fl - Fm
HI	Depósitos em camadas heterolíticas caracterizados pela intercalação de arenito, subarcóseo a quartzarenito, muito fino, acinzentado, mal a moderadamente selecionado, maciço ou com laminação plano-paralela, com menos de 1 cm de espessura e pelitos maciços ou com laminação plano-paralela, com espessura de até 1 cm.	Alternância entre tração gerada por correntes unidirecionais e processos de suspensão. Predominam processos de suspensão em relação à tração.	Sr- Fl - Fm

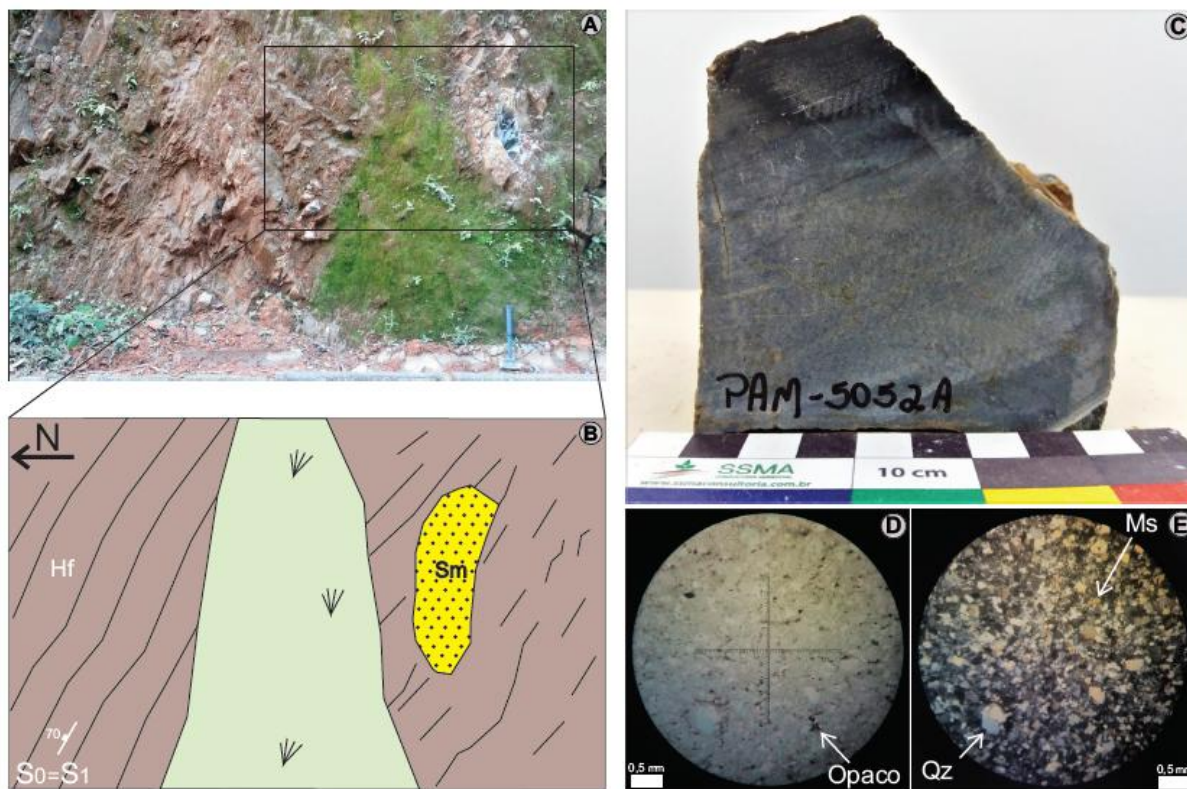


Figura 20 – Fácies Sm: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região norte do CQ, evidenciando uma camada de quartzito com S0 mergulhando 70° para NE; (C) fotografia de quartzito maciço; (D, E) fotomicrografias de quartzito composto por quartzo e minerais micáceos. Afloramento situado no setor norte do CQ (QCB05).



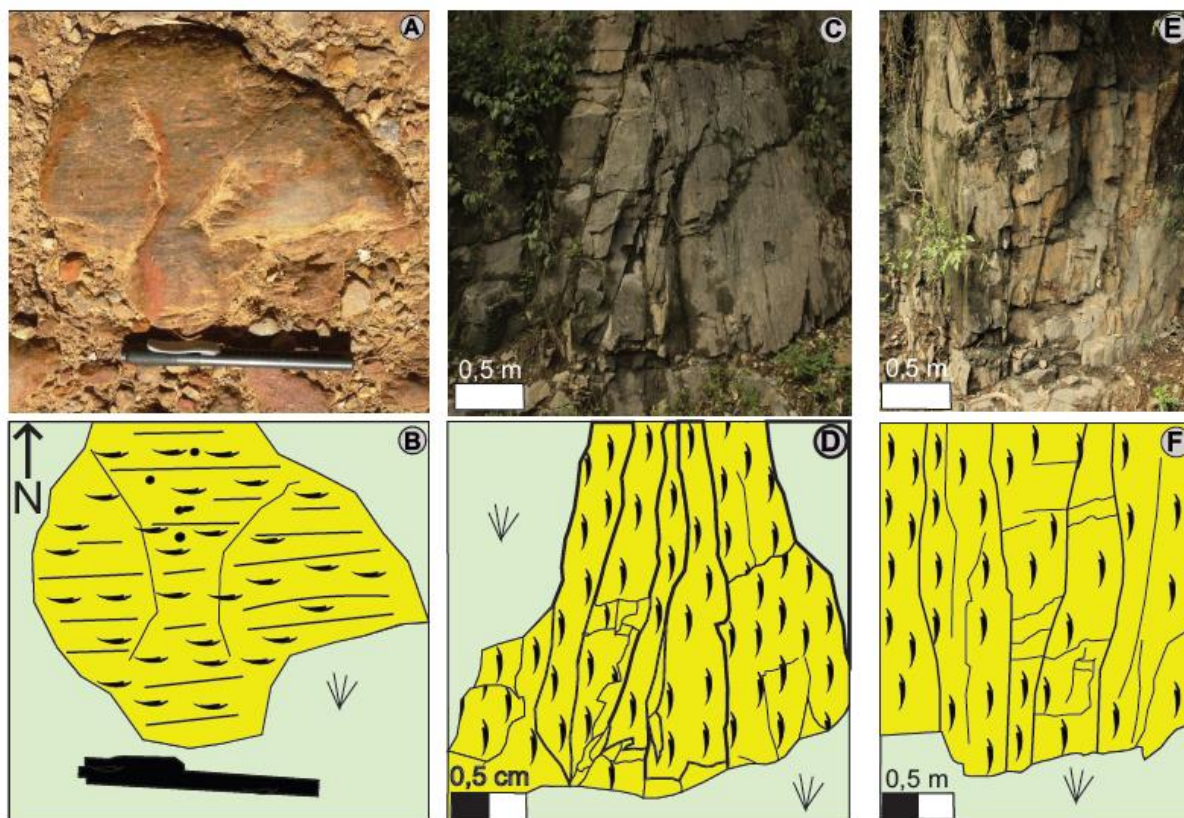


Figura 21 – Fácies Hf: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região sul do CQ, evidenciando o acamadamento do tipo flaser com elevado grau de mergulho ( $80^\circ$  com caimento para N-NE) com a presença de grânulos; (C) fotografia e (D) croqui da fácies Hf na região central do CQ; (E) fotografia e (F) croqui do mesmo afloramento, evidenciando camadas amalgamadas de metarenitos (amarelo) com intercalações de filitos (linhas pretas). Afloramento situado no setor sul e central do CQ (QCB04 e QCB06).

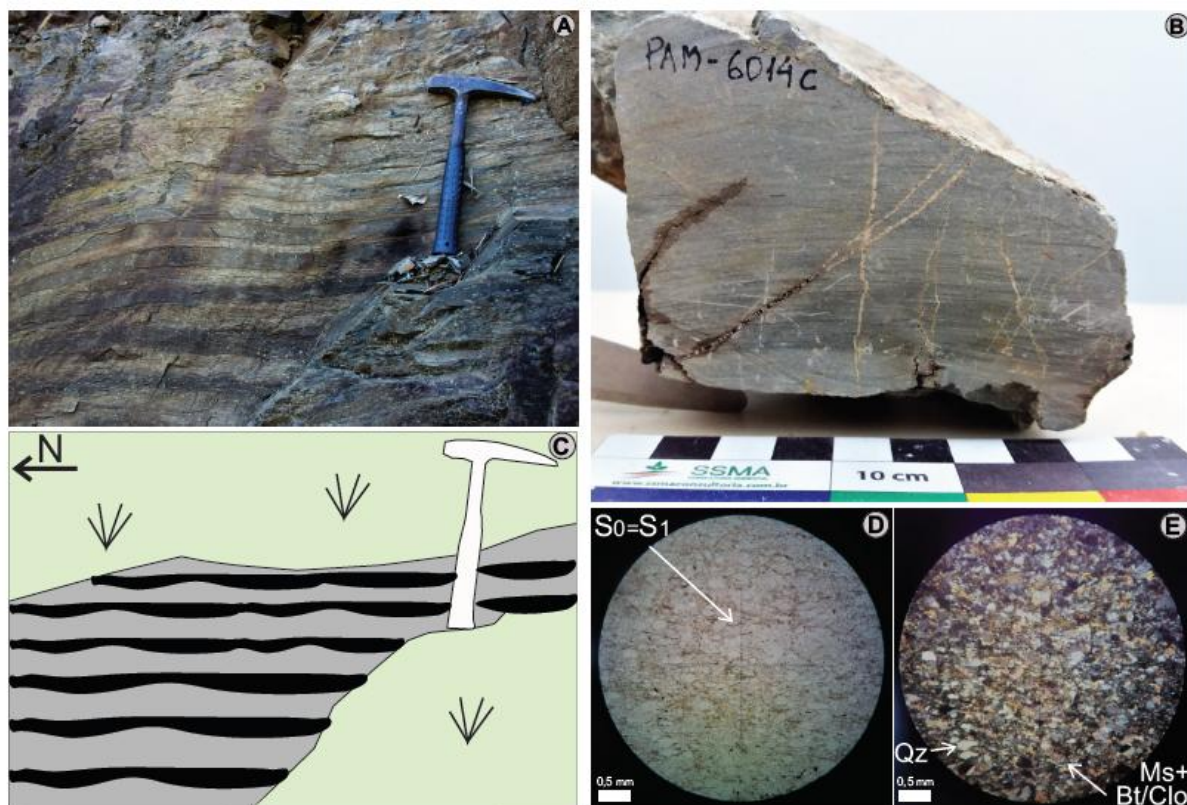


Figura 22 – Fácies Hw: (A) fotografia e (C) croqui de afloramento de corte de estrada na região central do CQ, evidenciando o acamadamento do tipo wavy com  $S_0$  sub-horizontal; (B) fotografia de metarenito com foliação metamórfica marcada por minerais micáceos; (D, E) fotomicrografias de metarenito de granulometria média. Afloramento situado no setor central do CQ (QCB07).



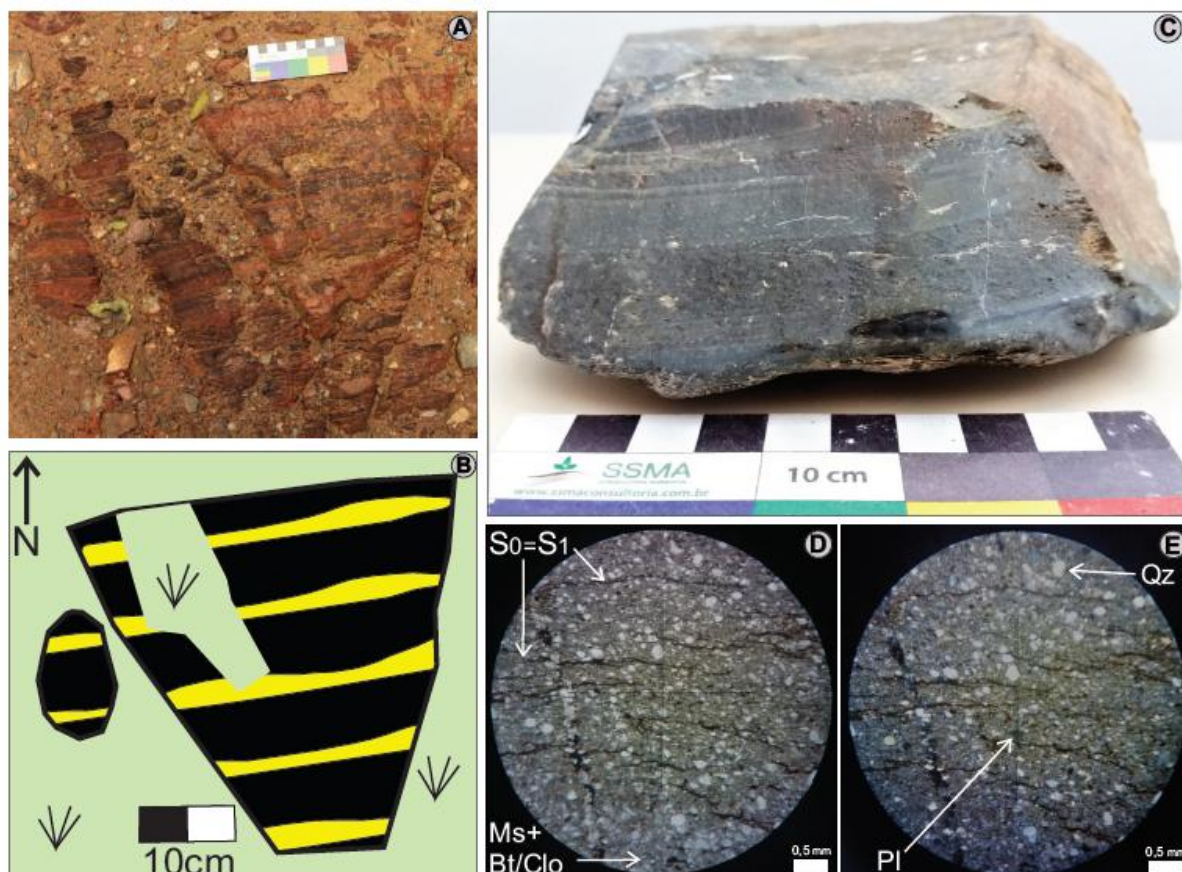


Figura 23 – Fácies HI: (A) fotografia e (B) croqui de afloramento de corte de estrada na região sul do CQ, evidenciando o acamamento do tipo *linsen*; (C) fotografia de filito com foliação metamórfica marcada por minerais micáceos que evidencia a laminação plano-paralela original; (D, E) fotomicrografias de metarenito de granulometria fina mostrando a foliação vista em escala microscópica. Afloramento situado no setor sul do CQ (QCB04).

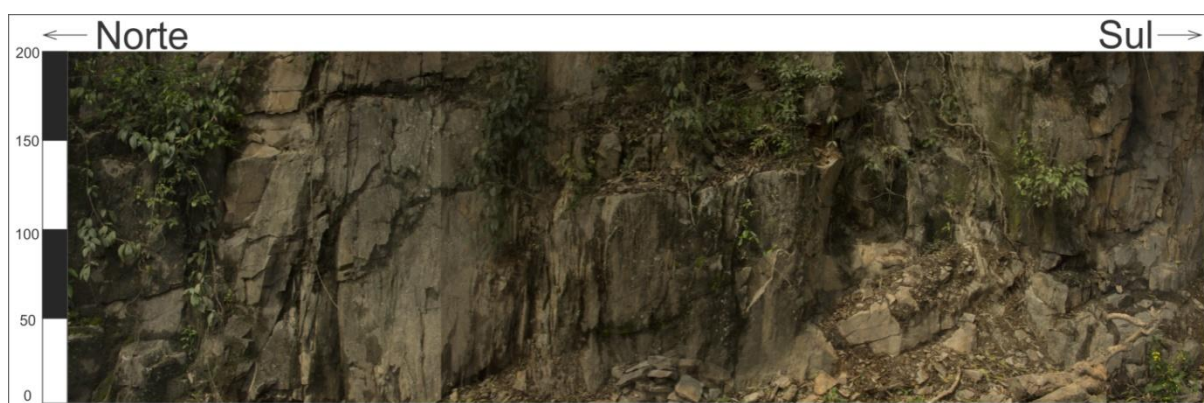


Figura 24 – Fotografia do afloramento QCB06 no setor central do CQ, onde as camadas estão dispostas com mergulho alto e caimento para N-NE. A fotografia evidencia camadas arenosas ( $S_m$ ) e de heterolitos com acamamento flaser (à esquerda), sobrepostas a camadas de heterolitos com acamamento wavy (ao centro) e camadas intensamente intemperizadas de heterolitos com acamamento *linsen* (à direita). A superfície de deposição original ( $S_0$ ) apresenta mergulho alto e caimento para norte. A régua vertical à esquerda da figura é definida em centímetros.

## 8.2. Associação de Fácies

As associações de fácies foram definidas com base em análises sedimentológicas e petrográficas, a partir do agrupamento das litofácies identificadas. Foi possível identificar as seguintes associações de fácies: (i) Lobos turbidíticos intermediários não canalizados a fracamente canalizados e (ii) Lobos turbidíticos distais/ planície abissal (Figura 25 e Figura 26).

No setor sul do CQ (QCB04) predominam ciclos de 5 a 30 metros de espessura, com granocrescência ascendente, razão areia/ lama bastante variada e dominância de fácies lamosas ao longo dos 310 metros de exposição contínua. Ainda, no setor sul foi identificada uma camada concordante de metabasalto entre as camadas de meta-heterolitos. O setor central, dividido em duas seções (QCB06 e QCB07), separadas por cerca de 500 metros de perfil encoberto, apresenta, de maneira geral, dominância de fácies arenosas na primeira (QCB06) e lamosas na segunda (QCB07). Predominam ciclos de até 20 metros de espessura, nos quais dominam a sedimentação arenosa sobre a fina, com concentrações maiores de areia na base e predomínio de lama no topo. Por conta da obstrução do registro ao longo da porção encoberta, não fica explícito como ocorre a mudança no padrão de empilhamento das fácies na transição de uma seção para outra dentro deste setor. No setor norte foram levantados 50 metros de seção colunar, definida por iguais proporções entre areia e lama.

### i) Lobos turbidíticos intermediários não canalizados a fracamente canalizados

Descrição: esta associação de fácies é dominada pela alternância entre arenito fino a médio, subarcóseo a quartzarenito, intercalado com níveis de argilito e siltito de cor cinza escura a preta, com laminação horizontal. Em sua maioria, as litofácies representam uma sequência de Bouma completa (fácies Sm, Sh, Sr, Fl, Fm), predominando acamamento do tipo flaser, ocorrem dispostos em camadas descontínuas, com até 20 metros de espessura, formando sequências grano- e estratocrescente ascendente de até 20 m de espessura. Por vezes se observam sequências incompletas. As rochas mais finas são ricas em grafite. As camadas apresentam base abrupta, por vezes erosiva. A fração arenosa (Hf) predomina sobre a fração fina (Hl), com presença subordinada de camadas compostas por mais de 75% de arenito maciço (Sm) e laminado (Sh). As fácies identificadas, em ordem crescente de predominância, foram Hf > Hl.

Interpretação: a ocorrência de ciclos grano- e estratocrescente ascendentes, compostos por camadas amalgamadas de arenitos com níveis e camadas de pelitos, representam lobos turbidíticos intermediários progradantes. A ocorrência de camadas com base abrupta, eventualmente erosivas, indicam canais não canalizados a fracamente canalizados. A repetitiva ocorrência de sucessões granocrescente ascendentes e a comum intercalação de camadas de argilitos e siltitos sugerem a migração de lobos turbidíticos em porções intermediárias dos leques submarinos.

ii) Lobos turbidíticos distais / planície abissal

Descrição: está associação de fácies compreende intercalações de argilitos e siltitos de cor cinza escura a preta, com laminação plano-paralela, intercalados com camadas de arenito muito fino, subarcóseo a quartzarenito, com predomínio dos acamadamentos wavy e linsen. Dispostos em camadas contínuas, variando de 8 a 15 metros, apresentando base abrupta. Representam em sua maioria, sequências de Bouma incompletas (fácies Sr, Fl, Fm), formando sequências granocrescente ascendente com até 15 metros de espessura. Predominam as frações finas às arenosas, resultando em uma grande concentração pelitos laminados e ocorrência subordinada de camadas espessas de arenito. As fácies identificadas, em ordem crescente de predominância, foram Hl > Hf.

Interpretação: a ocorrência de ciclos de granocrescência ascendente, compostos pela intercalação de argilitos e siltitos com arenito muito fino sugere a deposição em lobos turbidíticos distais progradantes. A deposição foi devida principalmente pela desaceleração do fluxo, relacionados às correntes de turbidez de baixa densidade, alternando a deposição por decantação de sedimentos hemipelágicos (MUTTI & LUCCHI, 1978). A ocorrência de sequências granocrescente ascendentes alternadas com camadas espessas de siltitos e argilitos sugerem a migração e progradação de lobos turbidíticos na planície abissal.



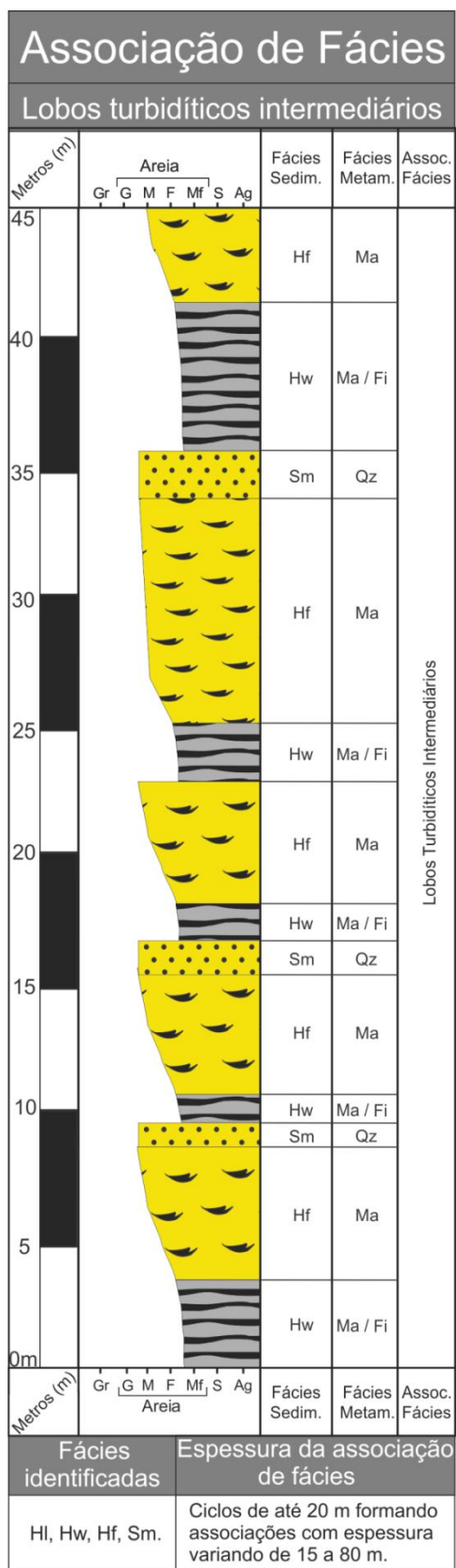


Figura 25 – Associação de fácies de leques turbidíticos intermediários. As fotografias foram tiradas no setor central do CQ. A-B – camadas amalgamadas de metarenitos com intercalação de finas camadas de filito; C – contato da fácies Hw com a Hl rica em grafite.



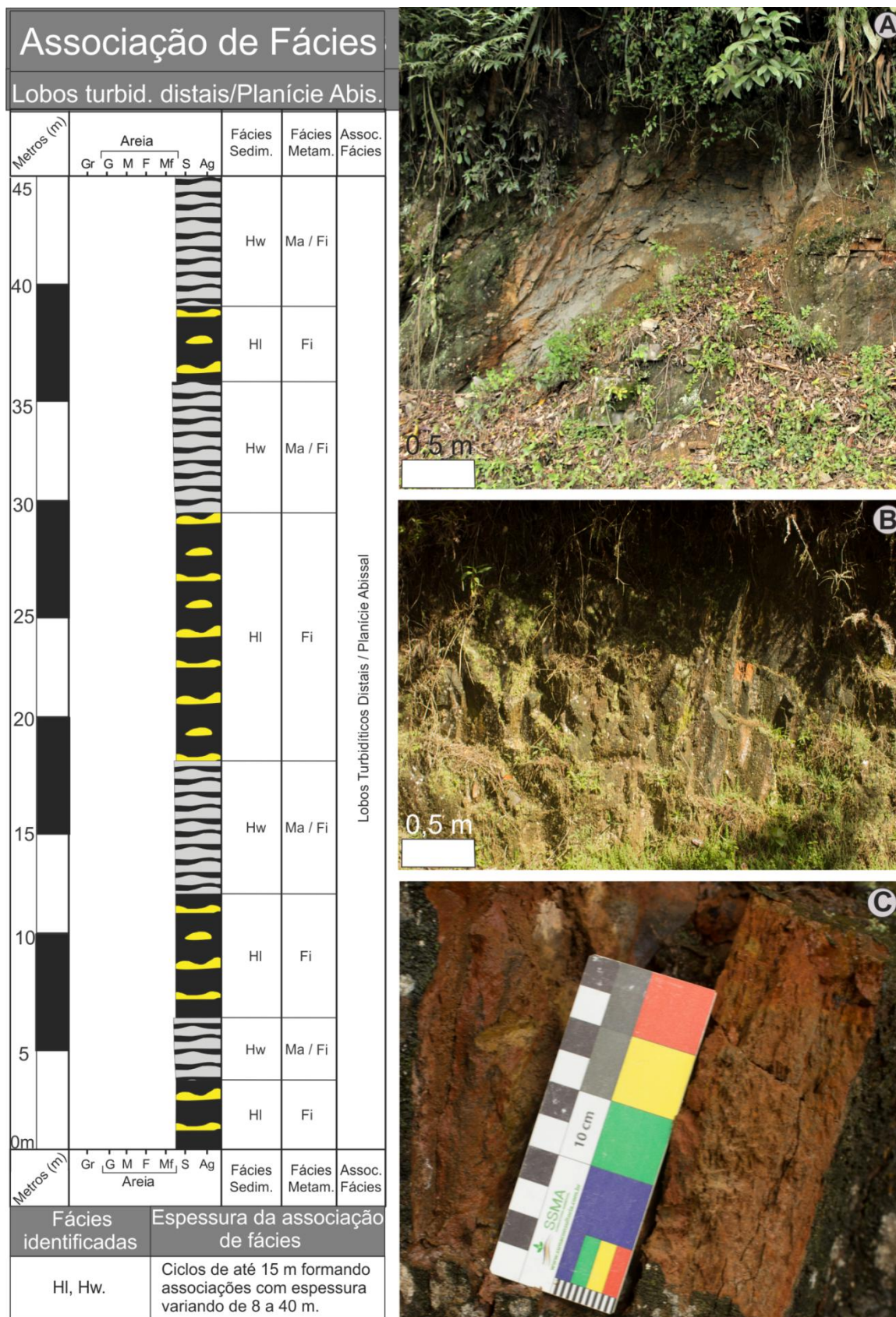


Figura 26 – Associação de fácies de leques turbidífticos distais. As fotografias foram tiradas nos setores central (A) e sul (B-C) do CQ. A-B – fácies Hw e HI intensamente intemperizadas; C – detalhe da laminação plano-paralela subvertical presente na litofácies HI.

### 8.3. Análise petrográfica

Dentre as vinte e duas lâminas descritas, predominam metarenitos e filitos, por ora grafitosos, além de uma amostra de metabasalto. A definição dos protólitos sedimentares e ígneos foi feita a partir da identificação da mineralogia e dos parâmetros texturais do protólito e da rocha metamórfica, apresentados na Tabela 6. Conforme a classificação, os protólitos das amostras estudadas podem ser classificados como arenitos subarcóseos, quartzarenitos e pelitos.

Nove das lâminas descritas foram quantificadas a partir da contagem de 300 pontos por amostra. Nenhum dos metarenitos apresenta fragmentos líticos como constituintes essenciais, sendo esses compostos apenas por quartzo e feldspatos. É comum a presença de lamelas de clorita, moscovita e biotita entre os grãos de quartzo e feldspatos.

Tabela 6 – Definição dos protólitos sedimentares a partir das características de cada rocha metamórfica.

LITOLOGIA	MINERALOGIA	ESTRUTURA	GRANULOMETRIA / GRANULAÇÃO	PROTÓLITO
FILITO	QUARTZO, PLAGIOCLÁSIO, MOSCOVITA, BIOTITA (FELDSPATO ALCALINO)	FOLIADO / LEPIDOBLÁSTICA E GRANOBLÁSTICA	< 0,0625 MM	PELITO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA
METARENITO SUBARCÓSEO	QUARTZO, PLAGIOCLÁSIO, MOSCOVITA, BIOTITA (FELDSPATO ALCALINO)	FOLIADO / LEPIDOBLÁSTICA, PORFIROCLÁSTICA E GRANOBLÁSTICA	< 0,125 MM	ARENITO SUBARCÓSEO COM ACAMADAMENTO HETEROLÍTICO
META-QUARTZARENITO (QUARTZITO)	QUARTZO (>95%), MOSCOVITA, TURMALINA, CLORITA, OPACOS	MACIÇO A FOLIADO/ LEPIDOBLÁSTICA, PORFIROCLÁSTICA E GRANOBLÁSTICA	ENTRE 0,125 A 0,5 MM	QUARTZARENITO MACIÇO A FOLIADO
METABASALTO	PLAGIOCLÁSIO, ACTINOLITA,	MACIÇO	< 0,2 MM	BASALTO

	HORNBLENDA, CLORITA, EPIDOTO E OPACOS			
--	--	--	--	--

*Metarenito subarcóseo*

Os metarenitos são subarcóseos, compostos por quartzo, biotita, moscovita, plagioclásio, feldspato alcalino, turmalina, zircão e opacos. A proporção entre grãos de quartzo+feldspatos vs micas é amplamente variável nas amostras, sendo comum proporções da ordem de 60:40 ou 40:60. Apresentam textura lepidoblástica desenvolvida pela biotita e moscovita, textura granoblástica variando entre poligonal, interlobada e serrilhada, desenvolvida pelos cristais de quartzo (Figura 27), dominando contatos interlobados e poligonais. Por vezes, há preservação de estrutura reliquiar evidenciada pelos planos de xistosidade (S1) que refletem a superfície original de sedimentação (S0) (Figura 28A e B). Os cristais de quartzo granoblástico refletem os grãos sedimentares de tamanho areia dispostos em meio a matriz argilosa. Apesar do baixo grau metamórfico, os grãos de quartzo apresentam-se recristalizados e as micas presentes nas rochas são resultantes do metamorfismo de argila e consequente neoformação de minerais micáceos. Esse fato dificulta a avaliação de texturas e estruturas originais dos protólitos, embora ainda seja possível identificar os constituintes minerais e raramente grãos com morfologia arredondada preservada (porfiroclastos). Predominam cristais de quartzo de tamanho entre 0,1 e 0,2 mm. Localmente são identificados cristais menores que 2 mm de cristais de quartzo policristalino subarredondados (Figura 27).

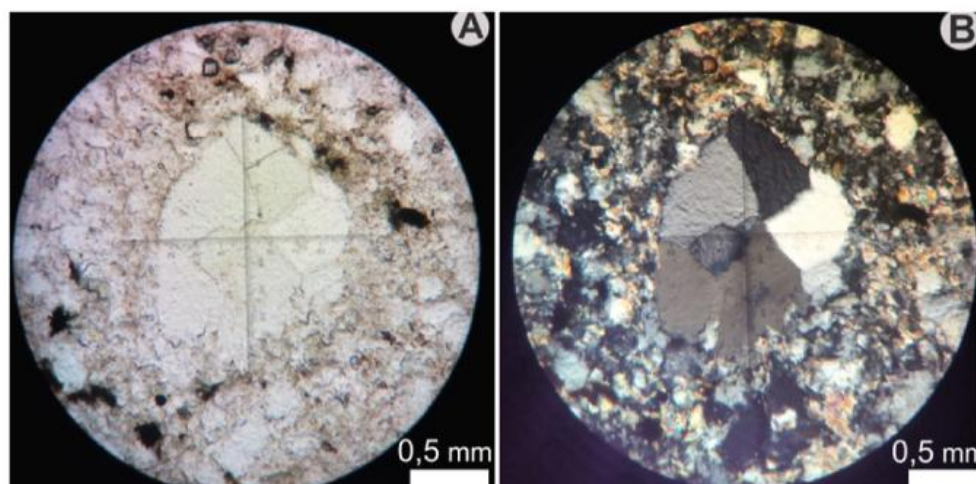


Figura 27 – Fotomicrografia de metarenito subarcóseo evidenciando cristal de quartzo recrystalizado (1,5 mm) exibindo textura granoblástica poligonal bem marcada. A – luz plano-paralela; B – luz plano-paralela com nicóis cruzados.

Meta-quartzarenito (Quartzito)

Os quartzitos apresentam mais de 95% de quartzo, com concentrações de até 5% de moscovita, biotita, feldspatos, clorita, opacos, turmalina e zircão (Figura 28C e D). Exibem estrutura foliada marcada por cristais de quartzo lenticulares. Os cristais de quartzo dos quartzitos apresentam morfologia variada (Figura 28C e D): i) cristais subarredondados que preservam a morfologia original dos grãos sedimentares (porfiroclastos); ii) cristais de quartzo lenticulares com recrystalização marcando a foliação S1; iii) cristais recrystalizados com textura granoblástica poligonal a interlobada.

Filito

Os filitos comportam volumes variáveis de moscovita, clorita, quartzo, opacos, zircão, turmalina, titanita e biotita. Apresentam planos de foliação metamórfica S1, marcados pela orientação das micas, paralela a S0 (Figura 28E e F). A identificação do grafite ao microscópio petrográfico é dificultada por conta da granulometria muito fina dos filitos, sendo visível apenas em escala de amostra de mão ao observar a coloração acinzentada e brilho submetálico característico do mineral. O resultado da transformação dos argilominerais em biotita nos protólitos indica fácies metamórfica compatível com xisto-verde inferior, zona da biotita.



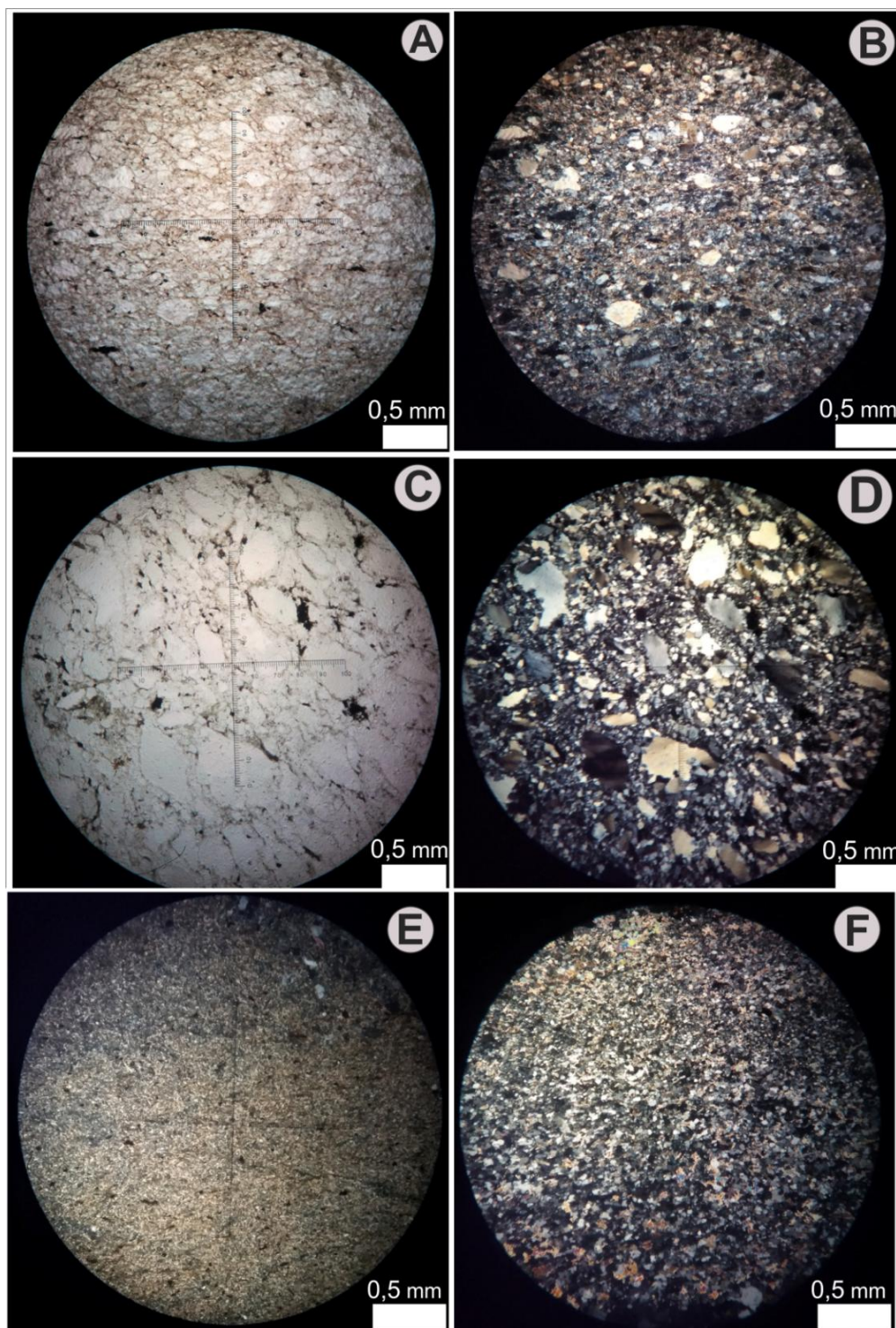


Figura 28 – Fotomicrografias de lâminas delgadas dos metarenitos e filitos. Metarenito subarcóseo mostrando maior quantidade de micas e grãos reliquiares subarredondados de quartzo e feldspatos (A – luz plano-paralela e B – luz plano-paralela com nicóis cruzados). Quartzito foliado com foliação marcada pela orientação de cristais lenticulares de quartzo, cristais reliquiares subarredondados (porção superior da foto), baixa quantidade de micas e clorita (C – luz plano-paralela e D – luz plano-paralela com nicóis cruzados). Filito foliado com foliação marcada pela orientação dos cristais de clorita e micas (textura lepidoblástica) e cristais de quartzo e feldspatos subarredondados (E – luz plano-paralela e F – luz plano-paralela com nicóis cruzados).

### Metabasalto

O metabasalto observado no setor sul do CQ é identificado como uma camada tabular, concordante de 50 cm de espessura, altamente intemperizada, resultando em blocos de rocha metavulcânica básica com esfoliação esferoidal. Ao microscópio, a rocha é constituída por plagioclásio, actinolita, hornblenda, biotita e moscovita, com concentrações menores de clorita, epidoto, apatita e opacos. A textura equigranular fina, com cristais ripiformes de plagioclásio, denuncia a origem vulcânica da rocha (Figura 29A e B). Contudo, os cristais originais dos minerais máficos (prováveis piroxênios) encontram-se totalmente substituídos por uma assembleia mineral hidratada (hornblenda, actinolita, clorita, moscovita e biotita), o que sugere a ação de fluidos hidrotermais.

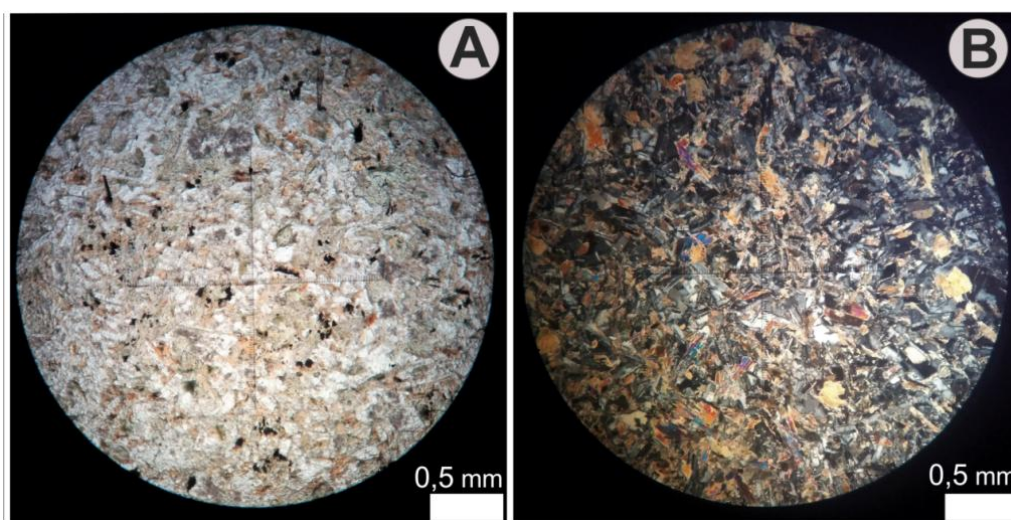


Figura 29 – Fotomicrografias de lâminas delgadas do metabasalto, mostrando os cristais ripiformes de plagioclásio que atestam a origem ígnea do protólito. A – luz plano-paralela; B – luz plano-paralela com nicóis cruzados.

A Figura 30 mostra fotomicrografias de metarenitos subarcóseos, quartzitos e filitos. Os metarenitos subarcóseos são visualmente diferenciados dos quartzitos devido ao maior volume de clorita+micas, que chega até aproximadamente 70% nos primeiros (Figura 30A - D). A Figura 30E e F ilustra o contato abrupto entre filito (porção inferior) e metarenito subarcóseo (porção superior) mostrando a clara distinção de composição mineral, tamanho de grão e textura entre metarenitos e filitos. A recristalização e deformação dos cristais de quartzo dos quartzitos e a textura lepidoblástica dos cristais de clorita e micas definem uma foliação bem marcada, como ilustrado na figura 31C e D. Contudo, algumas amostras de quartzito com teores reduzidos de clorita+micas e grãos arredondados reliquias de quartzo+feldspatos não mostram estruturação, como ilustrado na Figura 30G e H.



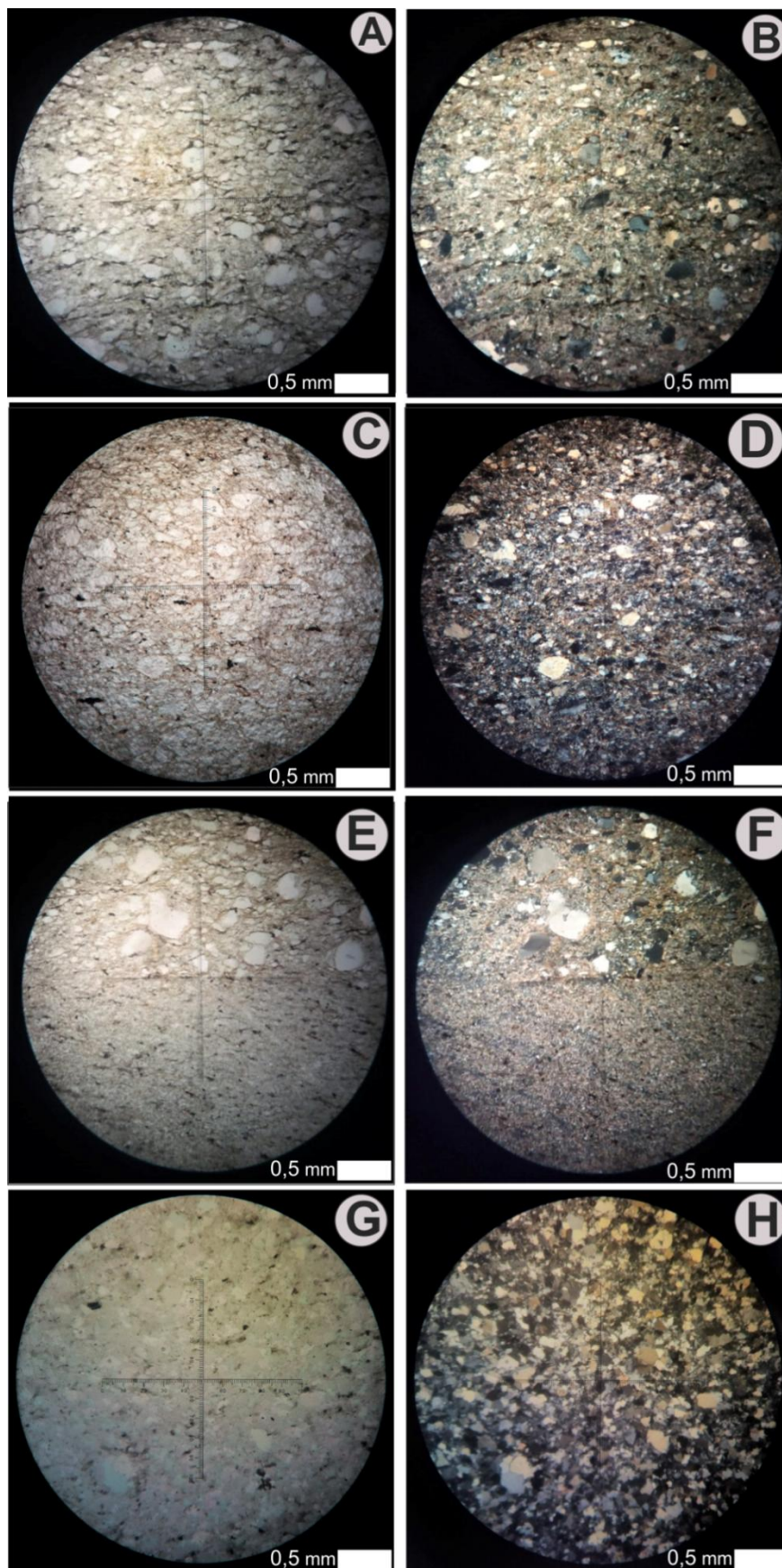


Figura 30 – Fotomicrografias das lâminas delgadas do CQ: A – D: metarenito subarcóseo com diferentes proporções entre clorita+micas vs quartzo+feldspatos; E – F: contato entre metarenito subarcóseo e fílitto; G – H: quartzito sem estruturação.

A Figura 31A mostra o diagrama triangular de classificação para arenitos de Pettijohn *et al.* (1987). Os resultados da contagem modal permitem a separação de dois grandes grupos: metarenitos subarcóseos e quartzitos (meta-quartzarenitos), conforme ilustrado na figura 32A. Dada a ausência de fragmentos líticos em todas as lâminas avaliadas, as amostras estudadas se situam no campo Cráton Interior, o que sugere a proveniência como gerada em blocos continentais (Figura 31B). A posição das nove amostras no diagrama de classificação do tipo de bacia sedimentar (DICKINSON, 1985) aponta para uma correlação das amostras com arenitos gerados em ambientes de margem passiva (Figura 31C).

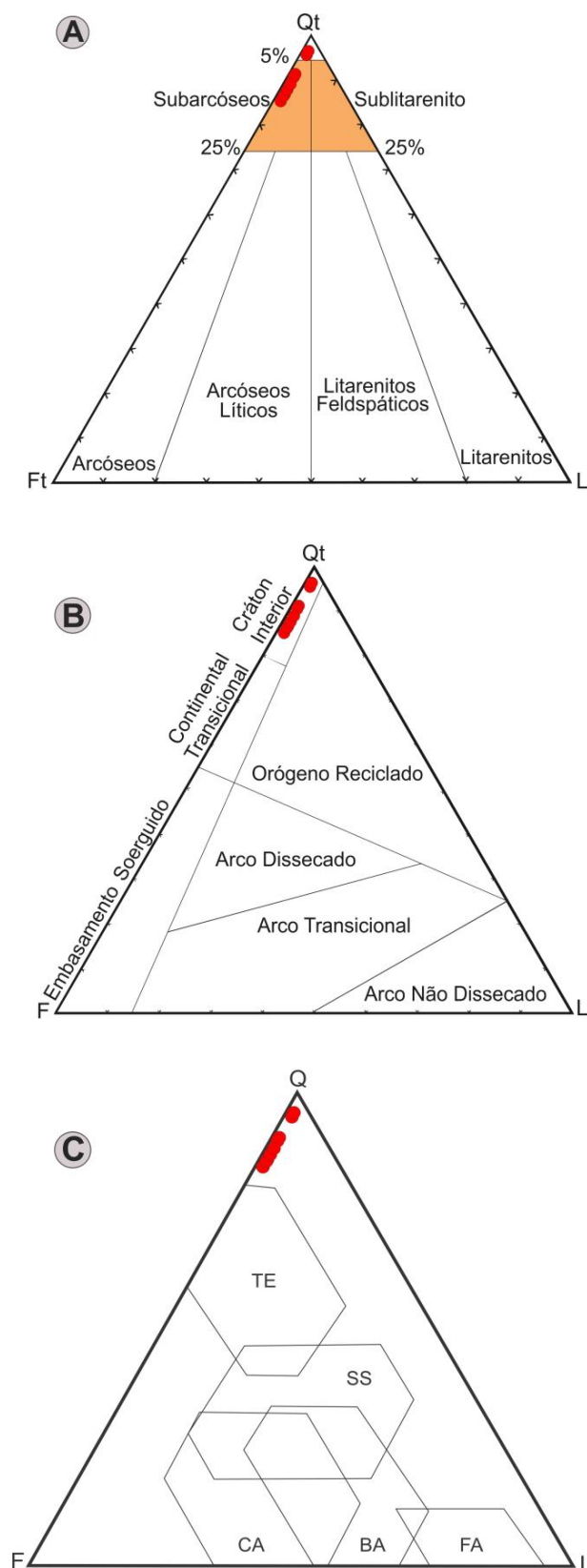


Figura 31 – Caracterização da proveniência de arenitos a partir da aplicação do método Gazzi-Dickinson: A – classificação de sete arenitos subarcóseos e dois quartzarenitos, segundo Pettijohn *et al.* (1987); B – proveniência dos constituintes essenciais das nove rochas analisadas, posicionadas no campo de cráton interior; C – classificação das nove rochas com base no tipo de bacia, que mais se aproximam de ambientes de margem passiva. Ambientes tectônicos: margem passiva (TE), *strike-slip* (SS), arco em margem continental (CA), arco de ilhas a retro-arco (BA) e arco de ilhas a ante-arco (FA).

## 9. DISCUSSÕES

Dentro do projeto foram feitas discussões acerca dos resultados obtidos com a petrografia, sedimentologia e estratigrafia. A escassez de dados sedimentológicos dificultou a interpretação dos modelos deposicional e tectônico do CQ. Ainda, algumas considerações são feitas.

### 9.1. Modelo Depositional

Embora o CQ apresente metamorfismo de baixo grau, o evento de metamorfismo foi o suficiente para obstruir a preservação de estruturas sedimentares. A ausência de estruturas sedimentares juntamente com a dificuldade de identificar a geometria dos depósitos impossibilitou a realização de uma análise detalhada da arquitetura deposicional dos leques submarinos. Além disso, a ocorrência de camadas altamente inclinadas impossibilitou uma reconstrução consistente do arcabouço estratigráfico, bem como a reconstrução de modelos deposicionais mais precisos. Entretanto, as sucessões verticais de fácies bem definidas sugerem que o CQ compreende diferentes partes de leques submarinos. Baseado em modelos conceituais de fácies existentes na literatura, foi possível definir duas zonas deposicionais ao longo das sucessões verticais de fácies (Figura 32).

De acordo com os dados sedimentológicos obtidos neste estudo e a partir da avaliação da sucessão vertical de fácies, o CQ abrange depósitos de lobos turbidíticos intermediários e distais/ planície abissal. De maneira geral, predominam frações finas, com razões areia/ lama bastante variadas. A variação das sucessões de fácies ao longo dos setores sul, central e norte evidenciam que a progradação dos lobos turbidíticos variaram ao longo do espaço e do tempo. Mutti (1992) sugere que o afinamento dos ciclos de granocrescência ascendente reflete um recuo gradual dos lobos individuais após retrocessão e migração da área da fonte.

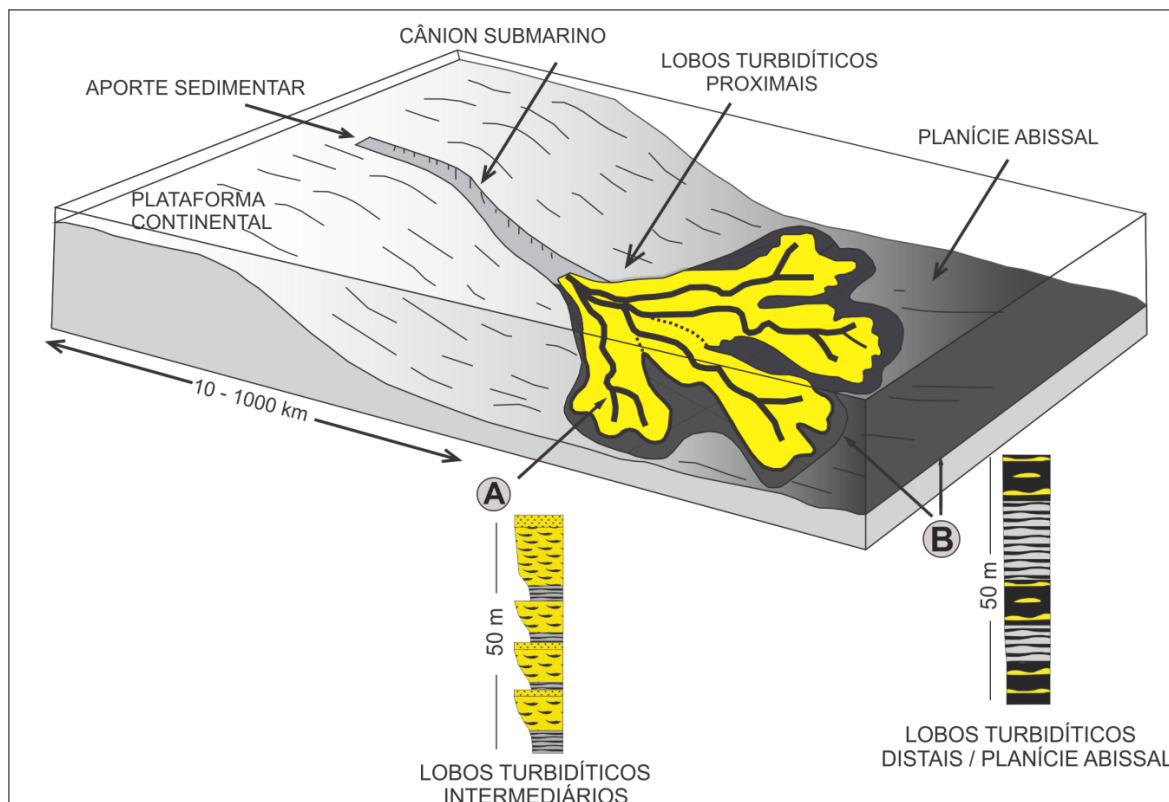


Figura 32 – Modelo deposicional proposto para o CQ. Leque submarino em ambiente marinho profundo caracterizado por depósitos associados a lobos turbidíticos. Foram identificados associações de fácies de lobos turbidíticos intermediários fracamente canalizados (A) e lobos turbidíticos distais/ planície abissal (B).

## 9.2. Modelo Tectônico

Diversos modelos de leques submarinos têm sido publicados nas últimas décadas, baseados principalmente no ambiente tectônico, nas características das bacias, no tamanho do grão, nas flutuações relativas do nível no mar, etc. Entre os vários modelos gerais e específicos, existem dois componentes que são guias importantes para muitos estudos de turbiditos: sistemas turbidíticos ricos em lama (baixa razão areia/ lama), e sistemas turbidíticos ricos em areia (alta razão areia/ lama).

Turbiditos ricos em areia geralmente ocorrem associados com pequenas bacias na crosta continental, apresentam uma distância curta de transporte com plataformas estreitas e sucessões verticais progradantes. Geralmente ocorrem associados a limites divergentes, em estado inicial (bacias de margens passiva imaturas, i.e. bacia do tipo rifte ou rifte abortado), como por exemplo, o *Fan Balder* na bacia do Mar do Norte; ou ocorrem associados a limites convergentes, como as bacias de *forearc*, *backarc*, *foreland*, etc., com inúmeros exemplos na literatura. Por contraste, turbiditos ricos em lama são encontrados em

amplas bacias de margens passivas maduras, apresentam uma longa distância de transporte com amplas plataformas associados a baixos gradientes do fundo oceânico. Ocorrem associados principalmente com limites divergentes (margens passivas bem desenvolvidas), porém também são associados a bacias remanescentes, como por exemplo, o Leque de Bengala, no Oceano Índico.

A integração dos dados sedimentológicos e petrográficos coletados ao longo do projeto apontam algumas discrepâncias do modelo tectônico proposto por Basei (1985) para os depósitos do CQ. Analisando a sucessão vertical de fácies nos setores sul, central e norte é possível identificar que os turbiditos apresentam uma variação na taxa de areia/lama. Através das características sedimentológicas, em que dominam sistemas turbidíticos com baixa razão areia/lama é possível sugerir que os leques submarinos do CQ foram depositados ou em (i) contextos de margens passivas maduras ou estão associados com (ii) bacia mistas, como as bacias remanescentes. Integrando os dados de petrografia e proveniência com os dados sedimentológicos, é possível observar uma relação positiva com esses tipos de sistemas. A aplicação do método de proveniência Gazzi-Dickinson permite inferir que os sedimentos analisados nas amostras de metarenitos provêm da erosão de blocos continentais em áreas de crátons estáveis (Figura 31) (DICKINSON, 1985). Proveniências com essa assinatura indicam bacias interiores ou intracratônicas, bacias com margens passivas bem desenvolvidas ou bacias do tipo *foreland*, situada entre um orógeno e um cráton estável, contanto que a proveniência seja do cráton.

Bacias intracratônicas são refutadas como modelo tectônico para o CQ, pois não apresentam sucessões espessas de leques submarinos. A espessura da sucessão sedimentar também varia de acordo com o ambiente tectônico, em que a espessura total de acumulação dos leques submarinos varia de 1000 a 5000 metros em todos os ambientes tectônicos. Maiores espessuras observadas (~10000 metros) foram encontradas em bacias remanescentes (Grupo Jackfork, Ouachita Mountains) e bacias relacionadas a trincheiras. A espessura dos depósitos que constituem o CQ é de cerca de 8 km, estimativa feita com base na extensão dos depósitos observados, dado que o ângulo de mergulho médio é de 80° para NNE. Consequentemente, a disposição das camadas define o setor sul como sendo a base, e o norte como sendo o topo das sucessões sedimentares, mesmo sabendo que a porção aflorante do CQ é apenas um pedaço da bacia original.

Bacias do tipo *foreland*, como sugerido por Basei (1985) também não condizem com as características sedimentológicas descritas no CQ neste trabalho, onde neste tipo de bacia se esperaria encontrar uma maior razão areia/lama. De acordo com as características sedimentológicas e petrográficas os modelos tectônicos que melhor se adéquam ao CQ



seriam as bacias de margem passivas maduras ou as bacias remanescentes. Aliado a isso, a existência de uma camada de metabasalto no setor sul do CQ, sugere a existência de vulcanismo sin-sedimentação, o que é comum em bacias de margem passiva ou bacias remanescentes. Embora não seja possível fechar um modelo tectônico definitivo para o CQ, bacias de margens passivas maduras ou bacias remanescentes, o presente trabalho propõe que a sucessão vertical de fácies do CQ é mais bem correlacionada com bacias desse tipo.

## 10. CONCLUSÕES

A integração dos aspectos petrográficos e sedimentológicos observados neste estudo associados à revisão bibliográfica sobre sistemas deposicionais marinhos e modelos tectônicos de geração de bacias sedimentares, permitiu o desenvolvimento das seguintes conclusões:

- O CQ abrange uma sucessão rochas metassedimentares metamorfisadas em baixo grau, fácies xistos verde, zona da biotita. Constitui uma espessa sequência de aproximadamente 8 km de extensão, onde ocorrem metarenitos, classificados como metarenitos subarcóseos e quartzitos, além de filitos e filitos grafitosos.
- As rochas estão dispostas em camadas tabulares onde ocorrem intercalações rítmicas, centimétricas a métricas, entre as diferentes litologias. Todas as camadas estão subverticalizadas, com caimento para N-NE. Dada esta geometria e distribuição espacial das camadas, os depósitos da porção sul do CQ são interpretados como base e do setor norte como topo da sequência sedimentar. Esta estimativa foi feita com base em dados levantados em campo, contudo, dado que o CQ constitui uma cunha sedimentar limitada por falhas, alguma eventual rotação do posicionamento original das camadas pode ter acontecido. Por outro lado, o fato do mesmo constituir um teto pendente dentro das rochas graníticas do Batólito Florianópolis, sugere que a posição original das rochas que constituem o CQ deve ter sido preservada.
- Dado o metamorfismo de baixo grau, este evento foi suficiente para obstruir a preservação de texturas e estruturas sedimentares, o que dificulta a identificação da granulometria e arranjo entre grãos originais das rochas, além da geometria dos depósitos. Estes fatores impossibilitam a realização de uma análise detalhada da arquitetura deposicional dos depósitos. Ademais, a ocorrência de camadas altamente inclinadas impossibilita a reconstrução acurada do arcabouço estratigráfico. Contudo, as sucessões verticais de fácies bem definidas sugerem que o CQ compreende diferentes partes de leques submarinos. Baseado em modelos conceituais de fácies existentes na literatura, foi possível definir duas zonas deposicionais ao longo das sucessões verticais de fácies.
- Os depósitos de lobos turbidíticos intermediários são representados por associações de fácies heterolíticas arenosas com quantidades similares de lama, indicando fluxos fracamente canalizados.
- Os depósitos de lobos turbidíticos distais/ planície abissal são representados por sucessões de fácies heterolíticas ricas em lama, com menores proporções de areia, muitas vezes caracterizados por espessas camadas de lama, indicando sedimentação em regiões distais de lobos turbidíticos ou ao longo da planície abissal.

- Considerando os dados de petrografia e proveniência com os dados sedimentológicos, é possível observar uma correlação dos dados obtidos com sistemas turbidíticos. Os dados preliminares aqui apresentados demonstram que a aplicação do método de proveniência Gazzi-Dickinson permite inferir que os metarenitos (subarcóseos+quartzitos) provêm da erosão de blocos continentais em áreas de crátons estáveis. Dados de proveniência com essa assinatura indicam bacias com margens passivas bem desenvolvidas, bacias intracratônicas ou bacias do tipo *foreland*, situada entre um orógeno e um cráton estável, contanto que a proveniência seja do cráton. Para trabalhos futuros, se sugere um aumento do universo amostral para contagem de pontos e aplicação do método Gazzi-Dickinson, bem como análises geoquímicas dos metarenitos a fim de elucidar a proveniência destas rochas de forma mais acurada.
- A sucessão vertical de fácies nos setores sul, central e norte indica que os depósitos turbidíticos do CQ apresentam uma variação na taxa de areia/ lama. Através das características sedimentológicas, em que dominam sistemas turbidíticos com baixa razão areia/ lama. De acordo com as características sedimentológicas e petrográficas os modelos tectônicos mais prováveis para a sedimentação do CQ são: i) bacias de margens passivas maduras ou ii) bacias remanescentes. A ocorrência de um metabasalto no setor sul do CQ, sugere vulcanismo sin-sedimentação, o que também é uma característica comum em bacias de margem passiva ou bacias remanescentes. Embora não seja possível fechar um modelo tectônico definitivo para o CQ, bacias de margens passivas maduras ou bacias remanescentes, o presente trabalho propõe que a sucessão vertical de fácies do CQ é melhor correlacionada com estes tipos de bacias.

## 11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M., **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, [s.l.] v.7: p.349-364, 1977.

ALTERMANN, W., CORCORAN, P. L., **Precambrian sedimentary environments: a modern approach to ancient depositional systems**. Blackwell Science, Associação Internacional de Sedimentólogos, Reino Unido. 2002.

BASEI, M.A.S., **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. 1985. 218 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

BASILICI, G., **Depositional mechanisms and architecture of a pre-early Cambrian mixed sand–mud deepwater ramp (Apiúna Unit, South Brazil)**. Campinas, SP, 2005.

BITENCOURT, M.F., HACKSPACHER, P.C., NARDI, L.V.S., **A Zona de Cisalhamento Major Gercino – Santa Catarina**. Fortaleza: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (2). SBG, 214-216. 1989.

BOGGS, S.Jr., **Principles of Sedimentology and Stratigraphy**. Edinburgh, Pearson Education Limited, 2014. 560p.

CHAVES, H.A.F., **Ciclos sedimentares em sequências siliciclásticas: uma proposta de análise metodológica**. 145 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-graduação em Geociências., Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

CHEMALE Jr.F.; HARTMANN L.A.; da SILVA L.C., **Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brasil**. *Communs geol. Surv. Namíbia*, 10. 1995.

DIAS, J. A., **Correntes Turbidíticas**, versão preliminar. 2004. 5p.

DICKINSON, W.R., **Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones**. In: Zuffa G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol 148. Springer, Dordrecht. 1985.

DZULYNSKI, S.; WALTON, E.K., **Sedimentary features of flysch and greywackes**. Amsterdam: Elsevier Publishing Company Amsterdam London New York, 1965. 273 p.

FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; HEAMAN, L., **Space time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone**. *Precambrian Research*, v. 216-219, p. 132-151, 2012.

JAMES, N.P.; DALRYMPLE, R.W., **Facies Models**. 4. ed. Canadá: Geotext 6, 2010. 574 p.

Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC). **PAM – Projeto Águas Mornas**. Relatório técnico da disciplina GCN 7155 – Mapeamento Geológico I do Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina. 2016.

MCHARGUE, T., **Arquitetura de reservatórios de canais turbidíticos: Modelos e Mistérios**. *Pesquisas e Descobertas*, Stanford, Ca., n. 51044, p.1-69, 2014.

MIALL, A.D., **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology**. Nova Iorque, Springer-Verlag, 1996. 582 p.

PEDREIRA, da S., A.J.C.L.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C., **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. Beca-BALL Edições, 2008. 343p.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E.; SIEVER, R., **Sand and Sandstone**. 2nd edition, Springer-Verlag, New York, NY. 1987.

PIRES, F.A., **O “estado da arte” dos depósitos de turbiditos**. Revista IG, São Paulo, 14(1), 1993. 55-64p.

ROBINSON, G.R., HAMMARSTROM, J.M.; OLSON D.W. U.S. **Graphite**. Geological Survey, Reston, Virginia. 2017.

Serviço Geológico do Brasil (CPRM). **Programa Geologia do Brasil, Levantamento da Geodiversidade**. Geodiversidade do Estado de Santa Catarina. CPRM, 2016.

SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., MCPHERSON, J.G., O'CONNELL, S., **Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans**. Sedimentary Geology, p.58. 1985.

SILVA, L.C. **SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): A case for discrimination of emplacement and inherited ages**. Mcnaughton, Neal; Fletcher, I.R. In: Lithos, Vol. 82, No. 3-4, 2005, p. 503-525.

TUCKER, M.E., **Sedimentary Rocks in the Field**. England: The Geological Field Guide Series, 2011. 275p.

TUCKER, M.E., **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. 3rd edition. 2001.

WALKER, R.G., **Facies Models: Turbidites and associated coarse clastic deposits**. Geoscience Canada , Volume 3, Número 1. 1976.

WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; TONIOLO, J.A.; BINOTTO, R.B.; IGLESIAS, C.M.F.; LAUX, J.H., **Mapa geológico do estado de Santa Catarina**. Porto Alegre: CPRM, 2014. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil. Subprograma de Cartografia Geológica Regional.

ZANINI, L.F.P.; BRANCO, P.M.; CAMOZZATO, E., RAMGRAB, G.E., **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folha Lagoa (SG.22-Z-D-VI), Estado de Santa Catarina. Escala 1:100.000**. CPRM, Brasília, 259 p., 1997.

## 12. APÊNDICE A – Tabela de amostras

Tabela 1 – Litologias identificadas nas amostras coletadas por PAM (UFSC, 2016) e por este trabalho.

LITOLOGIA	AMOSTRA	OBSERVAÇÕES
METARENITO SUBARCÓSEO / FILITO	PAM2020C	CONTATO ABRUPTO ENTRE AS LITOLOGIAS; CORNUBIANITO
METARENITO SUBARCÓSEO / FILITO	PAM6014C	CONTATO ABRUPTO ENTRE AS LITOLOGIAS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM4084A	VEIOS HIDROTERMAIS CONCORDANTES E DISCORDANTES
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM3021A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM5050A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM6028A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM6031B	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM7015A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM7052B	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM8005B	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM8005C	CORNUBIANITO
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM8074A	ALTA DEFORMAÇÃO E RECRISTALIZAÇÃO
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM8074B	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
METARENITO SUBARCÓSEO	PAM60N	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	QCB05	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	QCB06	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	PAM2020A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	PAM4030A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	PAM5052A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	PAM6107B	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
QUARTZITO	PAM7010A	GRÃOS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS
FILITO	PAM5047A	CORNUBIANITO
METABASALTO	QCB04	FÁCIES XISTO VERDE INFERIOR



**13. APÊNDICE B – Seções colunares em escala 1:200.**

# PERFIL COLUNAR QUEÇABA SUL (QCB04)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

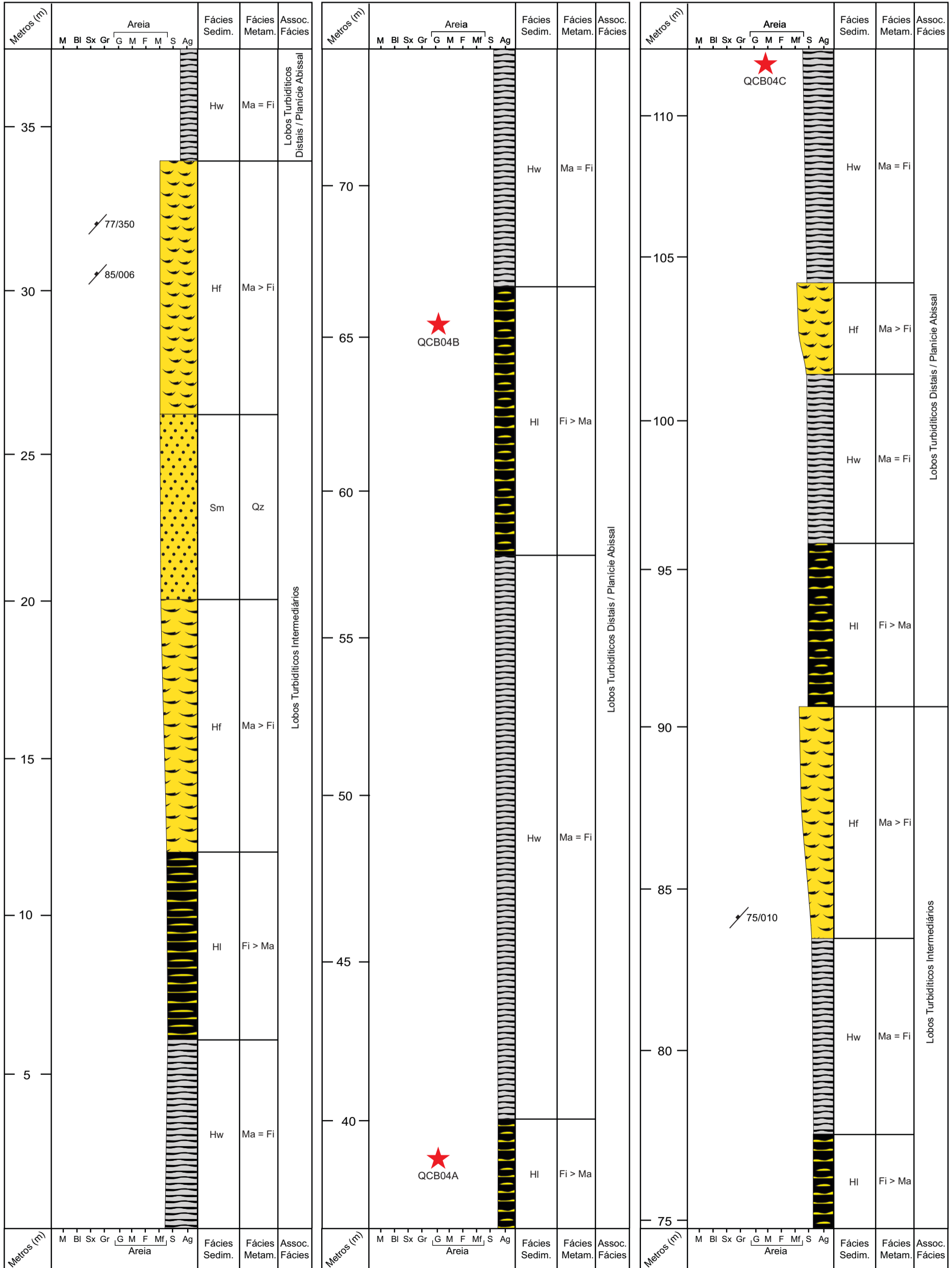
Data: 22/05/2017

Coordenadas UTM: 702238 mE / 6923040 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórficas

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	Hi	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	↘	Xistosidade



# PERFIL COLUNAR QUEÇABA SUL (QCB04)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

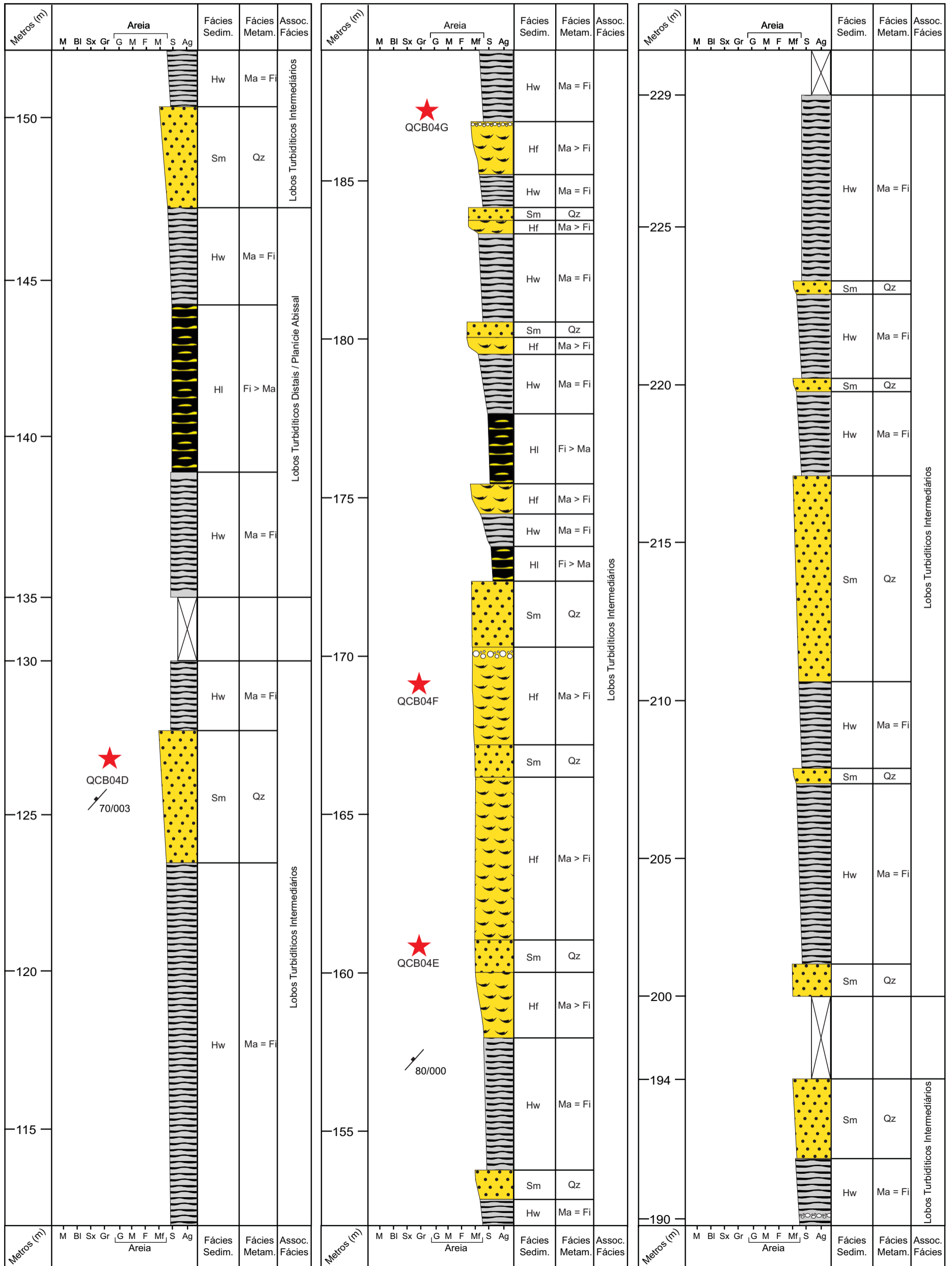
Data: 22/05/2017

Coordenadas UTM: 702238 mE / 6923040 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórficas

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	Hi	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	↗	Xistosidade





# PERFIL COLUNAR QUEÇABA SUL SUMARIZADA (QCB04)

Intérprete(s): Manoela Bálico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

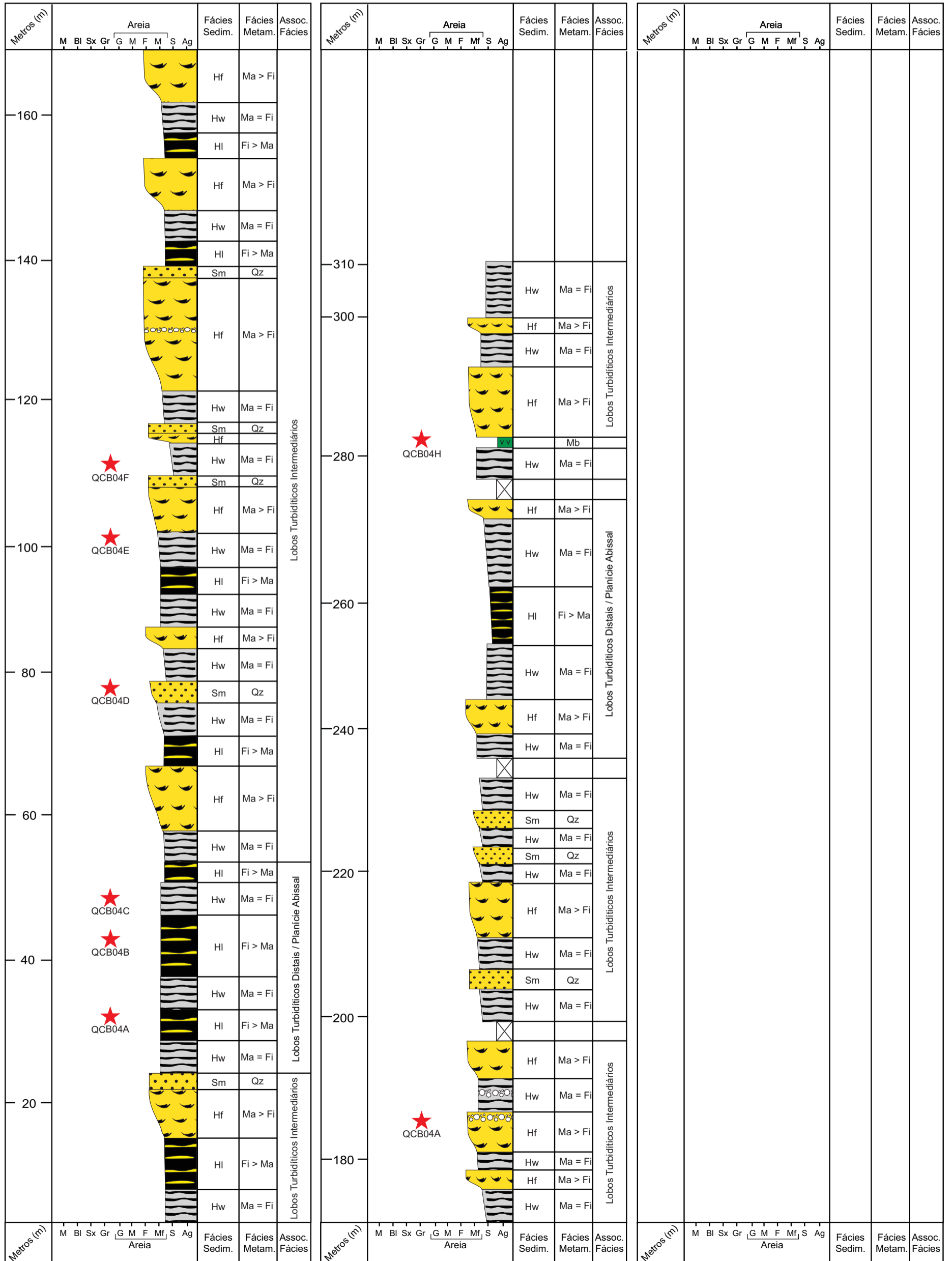
Data: 22/05/2017

Coordenadas UTM: 702238 mE / 6923040 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórfica

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	HI	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	✂	Xistosidade



# PERFIL COLUNAR QUEÇABA CENTRAL (QCB06)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

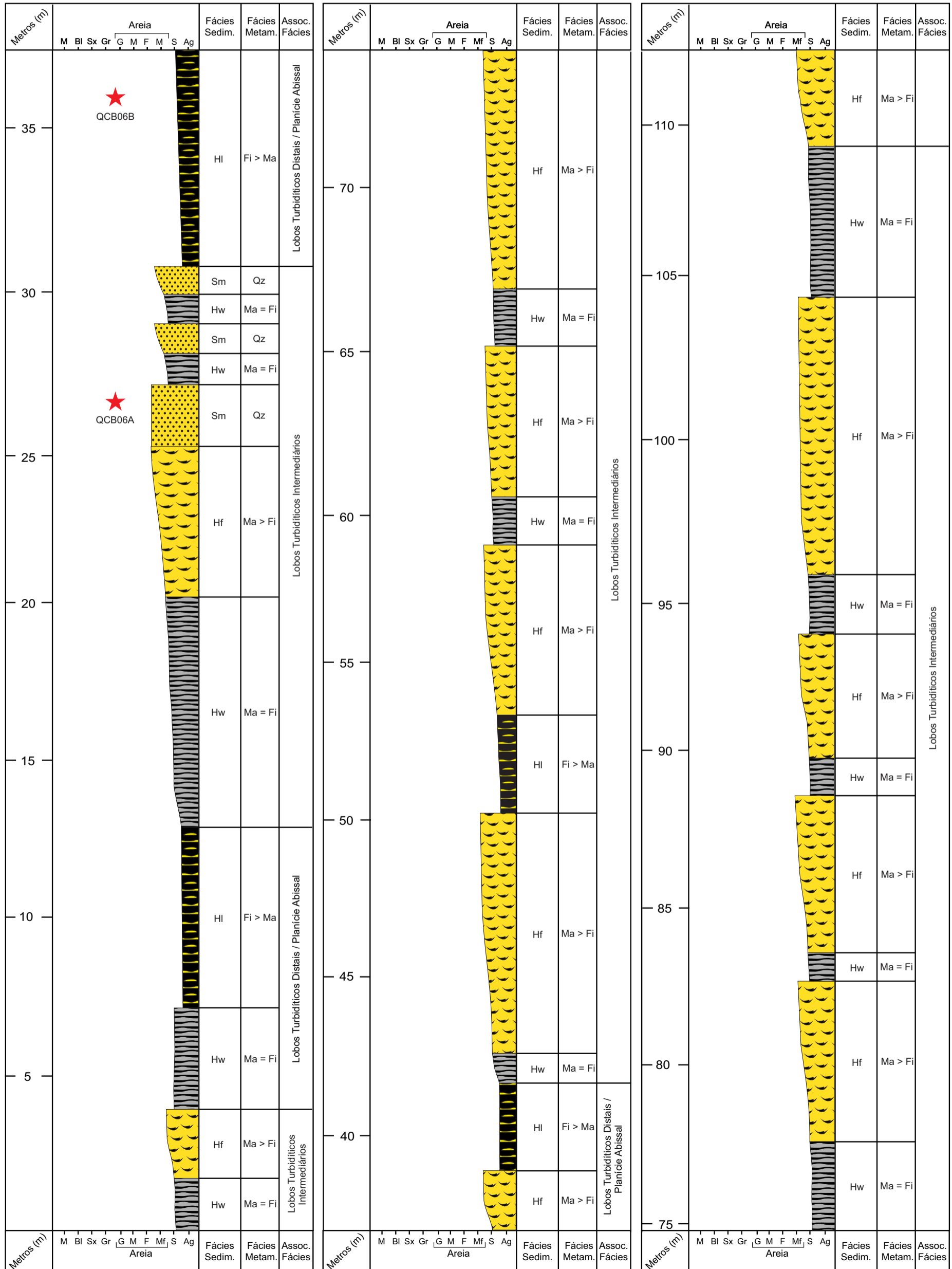
Data: 23/05/2017

Coordenadas UTM: 703123 mE / 6926040 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórficas

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	Hi	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	✂	Xistosidade



# PERFIL COLUNAR QUEÇABA CENTRAL (QCB07)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

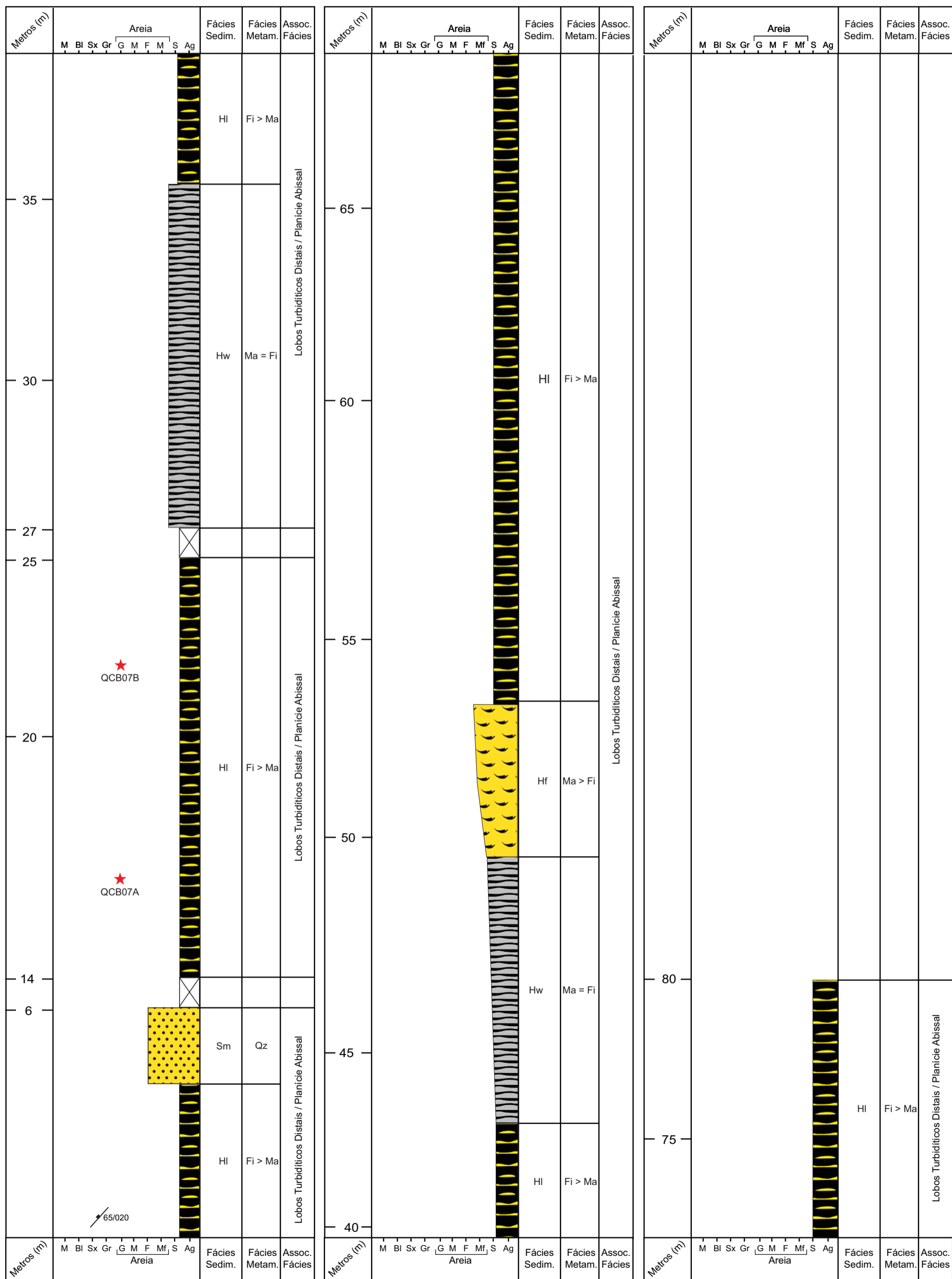
Data: 23/05/2017

Coordenadas UTM: 703580 mE / 6926812 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórficas

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito		Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	Hi	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto		Xistosidade





# PERFIL COLUNAR QUEÇABA CENTRAL SUMARIZADA (QCB06 E 07)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

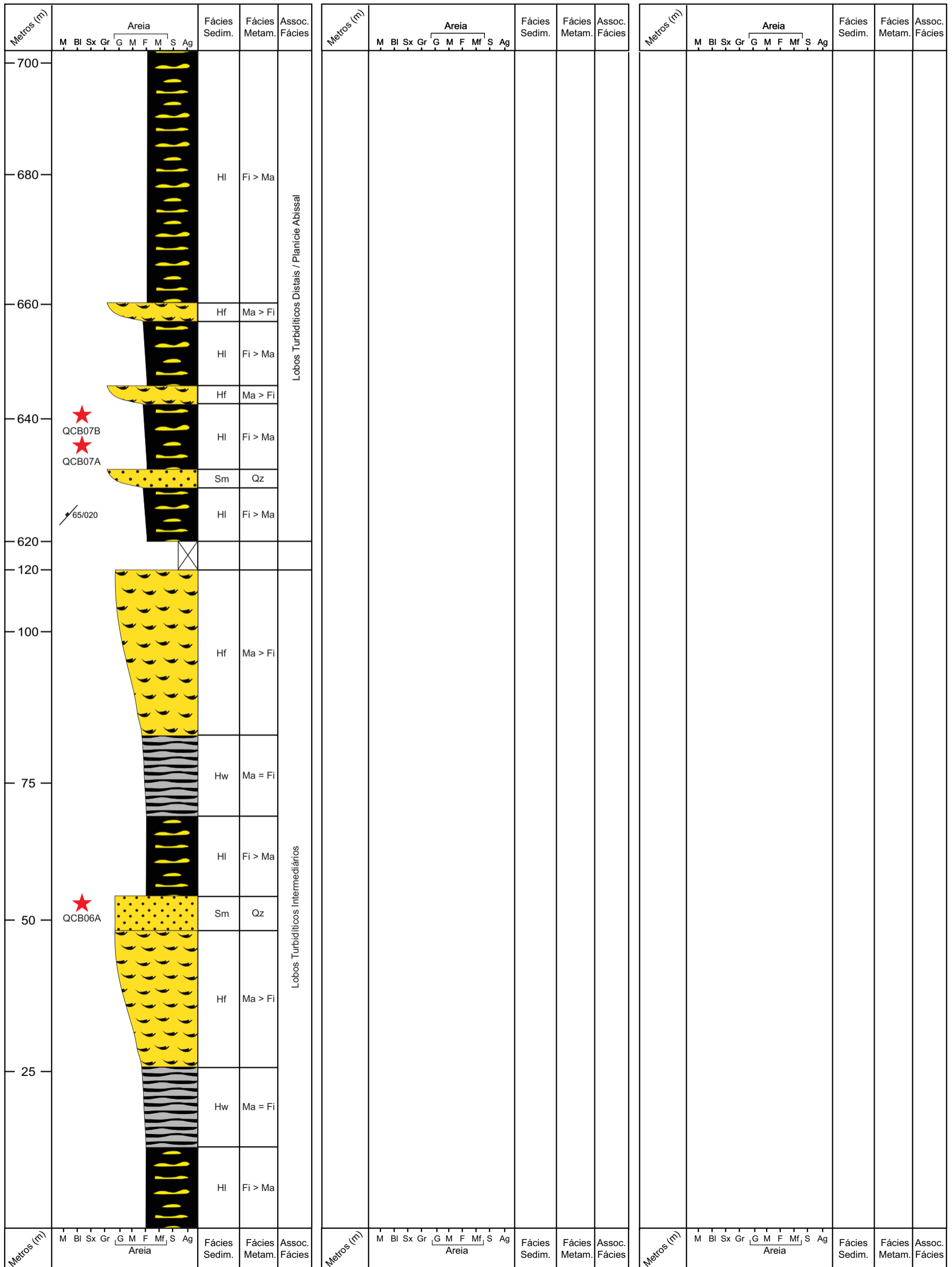
Data: 23/05/2017

Coordenadas UTM: 704404 mE / 6928772 mN - 703580 mE / 6926812 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórfica

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	HI	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	↘	Xistosidade



# PERFIL COLUNAR QUEÇABA NORTE (QCB05)

Intérprete(s): Manoela Bállico, Luana Florisbal, Carolina Peixoto, Luis Henrique Biagioni

Data: 23/05/2017

Coordenadas UTM: 704404 mE / 6928772 mN

Datum: WGS84

## Fácies Sedimentares / fácies Metamórficas

Sw	Arenito maciço	Hw	Heterolito com Acamadamento Wavy	Qz	Quartzito	Fi	Filito	★	Amostragem
Hf	Heterolito com Acamadamento Flaser	Hi	Heterolito com Acamadamento Linsen	Ma	Metarenito subarcóseo	Mb	Metabasalto	↙	Xistosidade

