

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

MARCO ANTONIO CARLOTTO

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS FLUXOS GRAVITACIONAIS DA FORMAÇÃO
MARACANGALHA NO CAMPO DE JACUÍPE, BACIA DO RECÔNCAVO, BRASIL**

Porto Alegre

2006

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS FLUXOS GRAVITACIONAIS DA
FORMAÇÃO MARACANGALHA NO CAMPO DE JACUÍPE, BACIA
DO RECÔNCAVO, BRASIL**

MARCO ANTONIO CARLOTTO

Dissertação de Mestrado em Geociências
apresentada como requisito para a obtenção
do título de Mestre em Geociências

Orientador: Prof. Dr. Claiton M. S. Scherer
Co-Orientador: Dr. Luciano Portugal Magnavita

Banca Examinadora: Prof. Dr. Michael Holz
Dr. Mário Carminatti
Dr. Mauro Becker

Porto Alegre

2006

DEDICATÓRIA

À minha esposa, Vânia, e aos meus filhos, Luísa e Bruno, pela compreensão e paciência demonstradas durante os longos períodos de “presença ausente”.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Breno Wolff, pelo estímulo inicial, e a Paulo Mendonça, pela liberação de minhas atividades na Petrobras durante estes dois anos.

A Claiton Scherer, pela dedicada e paciente orientação e, principalmente, pelos ensinamentos geológicos transmitidos.

A Luciano Magnavita, pela atenciosa co-orientação.

A João Marcelo Ketzer, pelos ensinamentos e auxílio técnico.

A Flávio Miranda de Oliveira e Eduardo De Maman, da UN-BA, pelo valioso apoio prestado junto àquela unidade.

A Luiz Gambôa, pela paciente tradução do resumo para o inglês.

À Universidade Petrobras, na pessoa de Gerson Terra, pelo apoio prestado.

A Jorge Tavares, da Petrobras, pelo auxílio junto à estação de interpretação sísmica.

A Francisco e Maurício, pelo apoio na área de informática.

Aos colegas e amigos Alexandre Castro, Antônio Celso Guirro, Ivan Della Giustina, João Freitas e Carla Klein, pelo agradável convívio e trocas de idéias.

A Alexandre Castro, pela revisão crítica do texto.

Aos amigos Paulo, Carlos e Lisandro, pelo apoio logístico e saudáveis discussões sobre o nosso “Colorado”.

Ando devagar
Porque já tive pressa
Levo esse sorriso
Porque já chorei demais

Hoje me sinto mais forte
Mais feliz quem sabe
Só levo a certeza
De que muito pouco eu sei
Eu nada sei ...

... Penso que cumprir a vida
Seja simplesmente
Compreender a marcha
Ir tocando em frente ...

... Cada um de nós
compõe a sua história
cada ser em si carrega o dom de ser capaz
de ser feliz!

Almir Sater/Renato Teixeira

RESUMO

O Campo de Jacuípe, localizado no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo, é importante produtor de gás na bacia. Os reservatórios são constituídos por corpos arenosos originados por fluxos gravitacionais subaquosos, intercalados a folhelhos e diamictitos da Formação Maracangalha, de idade cretácea inferior (Andar Rio da Serra Superior).

Através da descrição sistemática de cerca de 1200 m de testemunhos, foram definidas três fácies deposicionais e seis fácies deformacionais para o intervalo estudado. O agrupamento das fácies em conjuntos que apresentam características estruturais e genéticas semelhantes permitiu a proposição de cinco associações de fácies.

A Associação de Fácies I representa principalmente a sedimentação de *background* lacustre da área. A Associação de Fácies II é interpretada como o registro de deslizamentos (*slides*) ou porções proximais de escorregamentos (*slumps*). Os corpos da Associação de Fácies IIIa representam escorregamentos ou porções distais de deslizamentos. A Associação de Fácies IIIb constitui, possivelmente, o registro de fluxos turbidíticos. A Associação de Fácies IV representa um estágio transicional entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos (*debris flows*). O grau deformacional aumenta progressivamente da Associação de Fácies I para a Associação de Fácies IV.

Através da análise dos perfis de raios gama (GR) e potencial espontâneo (SP) dos poços, observa-se um padrão granodecrescente geral, da base do intervalo ao datum utilizado nas seções stratigráficas; seguido de um padrão granocrescente geral, do datum para o topo do intervalo. Esta observação permite a interpretação de uma grande seqüência deposicional de terceira ordem (cerca de 7,5 M.a.), com um trato transgressivo na base e um trato de nível de lago alto no topo, separados por uma superfície de máxima inundação, representada pelo datum. Os complexos de escorregamentos/deslizamentos, pontuando o trato de nível alto, podem estar relacionados a eventos de rebaixamento de uma ordem superior (de mais alta frequência), possivelmente ligados a períodos de quiescência, após pulsos tectônicos episódicos.

Os mecanismos de disparo dos fluxos gravitacionais foram provavelmente terremotos, causados pela atividade tectônica de movimentação de falhas, inerente ao estágio *sin-rift*; associados a instabilizações em áreas de frentes deltaicas progradantes a altas taxas de sedimentação, especialmente em locais de forte mudança no gradiente deposicional, como na paleo-linha de charneira, localizada a norte-noroeste do campo. Um importante mecanismo auxiliar pode ter sido a atividade de soerguimento de diápiros de folhelhos.

A conectividade vertical e lateral entre os corpos pode ser considerada baixa. As áreas proximais de corpos arenosos de escorregamentos e, especialmente, de corpos de deslizamentos, pelo baixo grau deformacional, devem se constituir nos melhores reservatórios da área.

ABSTRACT

The Jacuípe Field in the Central Compartment of Recôncavo Basin is an important gas producing field. Its reservoirs are composed of sandy bodies deposited by gravitational flows, interlayered in shales and diamictites of Maracangalha Formation of the Early Cretaceous (Andar Rio da Serra Superior).

Three depositional facies and six deformational facies were defined by detailed description of 1200 m of cores. These facies were combined in groups to represent specific structural and genetic families allowing to define five faciologic units (or facies associations).

The Facies Association I represents the main lacustrine sedimentation of the area (background sedimentation). The Facies Association II is interpreted as the record of slides or the proximal parts of slumps. The Facies Association IIIa bodies represents slumps or distal parts of slides. The Facies Association IIIb is interpreted as turbidite flows. The Facies Association IV is interpreted as the transitional stage between highly mobile slumps and debris flows. The deformation of the original sediments increases from the Facies Association I to Facies Association IV.

An overall finning upward pattern is observed from the base of the studied interval to the datum level used in the stratigraphic sections and a coarsening upward pattern is observed from the datum level to the top of the interval. This grain size distribution suggests the interpretation of a third order depositional sequence (7,5 My) composed by a transgressive system tract at the base of the studied interval and a lacustrine high system tract at the top of the interval. These tracts are separated by a maximum flooding surface (the datum surface). The slumps/slides facies interbedded with the lacustrine high system tract can be related to a high order (higher frequency event), probably related to a times of quiescence after sporadic tectonic pulses.

Earthquakes probably triggered the gravitational flows. These tectonic events were probably generated by the seismic activity along faults during the synrift stage and were probably responsible for the unstable conditions at the delta fronts, specially in areas of high gradients as the depositional hingelines at the north-northwest areas of the field. Diapiric movements of shales can also be considered as an alternative cause for triggering of sandy bodies.

The vertical and lateral continuity of the sedimentary bodies is low. The proximal areas of the slumps sandy bodies and specially the slide bodies with low deformation should be considered the best reservoirs.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	12
1 OBJETIVOS	14
2 METODOLOGIA	15
3 GEOLOGIA REGIONAL	16
3.1 Estratigrafia.....	16
3.2 Arcabouço Estrutural.....	19
4 PROCESSOS DEPOSICIONAIS E DE RESSEDIMENTAÇÃO	23
5 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES	43
5.1 Fácies Depositionais.....	43
5.1.1 Fácies A.....	43
5.1.2 Fácies B.....	46
5.1.3 Fácies C.....	47
5.2 Fácies Deformationais.....	50
5.2.1 Fácies D1.....	50
5.2.2 Fácies D2.....	52
5.2.3 Fácies D3.....	54
5.2.4 Fácies D4.....	56
5.2.5 Fácies D5.....	59
5.2.6 Fácies D6.....	61
6 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES	63
6.1 Associação de Fácies I	63
6.2 Associação de Fácies II	69
6.3 Associação de Fácies III	72
6.3.1 Associação de Fácies IIIa.....	72
6.3.2 Associação de Fácies IIIb.....	78
6.4 Associação de Fácies IV.....	81

7 CONECTIVIDADE ENTRE OS CORPOS ARENOSOS E POTENCIAL COMO RESERVATÓRIO	105
8 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA.....	108
CONCLUSÕES.....	120
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	123

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1. Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo	17
Figura 2. Mapa de localização da Bacia do Recôncavo	19
Figura 3. Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo	20
Figura 4. Seção geológica esquemática transversal à Bacia do Recôncavo	21
Figura 5. Classificação de Dott (1963) para os movimentos gravitacionais	23
Figura 6. Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos de Middleton & Hampton (1973)	24
Figura 7. Classificação de Nardin et al. (1979) para os movimentos de massa	26
Figura 8. Quadro com a classificação de Lowe (1979) para os fluxos gravitacionais	27
Figura 9. Figura esquemática de um deslizamento (Stow et al., 1996).....	29
Figura 10. Figura esquemática de um escorregamento (Stow et al., 1996).....	31
Figura 11. Depósito ideal de uma corrente de turbidez de alta densidade (Lowe, 1982) ..	37
Figura 12. Arcabouço de fácies de Mutti et al. (1999)	38
Figura 13. Corrente de turbidez como um fluxo bipartido (Postma et al., 1988)	39
Figura 14. Classificação dos complexos de deslizamentos e escorregamentos de Mulder & Cochonat (1996).....	41
Figura 15. Fácies A com seqüências Ta-c de Bouma	45
Figura 16. Fácies A com seqüências Ta-b de Bouma	46
Figura 17. Ritmito representativo da Fácies B	47
Figura 18. Fácies Fc. Diamictitos.....	48
Figura 19. Arenito fino com intraclastos lamosos orientados, Fácies C	49
Figura 20. Fácies D1. Arenito muito fino com falhas e fraturas.....	50
Figura 21. Fácies D1. Arenito médio com falhas e fraturas	51
Figura 22. Fácies D2. Arenito com estruturas em prato incipientes.....	52
Figura 23. Fácies D2. Arenito com estruturas em prato.....	53
Figura 24. Fácies D3. Arenito com alternância de lâminas milimétricas descontínuas	54
Figura 25. Fácies D3. Arenito com laminações interrompidas por pilares.....	55
Figura 26. Fácies D4. Arenito bandado com pilares incipientes	57
Figura 27. Fácies D4. Arenito bandado	57
Figura 28. Fácies D4. Arenito bandado com estruturas de carga	58
Figura 29. Fácies D4. Arenito bandado com dobras recumbentes	58
Figura 30. Fácies D5. Arenito intensamente fluidizado	59
Figura 31. Fácies D5. Arenito conglomerático, com seixos de lamito intraformacional ...	60
Figura 32. Fácies D6. A: Ritmitos dobrados. B: Feições de injeção de areia para dentro dos folhelhos	61
Figura 33. Mapa de localização das figuras de seções sísmicas.....	64

Figura 34. Seção sísmica ilustrando o datum.....	65
Figura 35. Seção sísmica ilustrando a Associação de Fácies I	66
Figura 36. Intervalo do poço P19, representativo da Associação de Fácies I	67
Figura 37. Intervalo do poço P17, representativo da AfI, predominando a fácies D6	68
Figura 38. Seção sísmica ilustrativa da Associação de Fácies II	70
Figura 39. Intervalo do poço P17, representativo da Associação de Fácies II	71
Figura 40. Seção sísmica ilustrando a Associação de Fácies IIIa	73
Figura 41. Intervalo do poço P17, representativo da Associação de Fácies IIIa	75
Figura 42. Ampliação da Figura anterior	76
Figura 43. Intervalo do poço P17, representativo da AfIIIa granocrescente	77
Figura 44. Seção sísmica ilustrativa da Associação de Fácies IIIb	79
Figura 45. Intervalo do poço P17, representativo da Associação de Fácies IIIb	80
Figura 46. Seção sísmica ilustrativa da Associação de Fácies IV	81
Figura 47. Seção sísmica ilustrando um corpo da AfIV acima do datum estratigráfico	83
Figura 48. Intervalo do poço P8, representativo da Associação de Fácies IV	84
Figura 49. Mapa de localização das seções estratigráficas.....	85
Figura 50. Seção estratigráfica 1	87
Figura 51. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 1	88
Figura 52. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 1	89
Figura 53. Seção estratigráfica 2	90
Figura 54. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 2	91
Figura 55. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 2	92
Figura 56. Seção estratigráfica 3	93
Figura 57. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 3	94
Figura 58. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 3	95
Figura 59. Seção estratigráfica 4	96
Figura 60. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 4	97
Figura 61. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 4	98
Figura 62. Seção estratigráfica 5	99
Figura 63. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 5	100
Figura 64. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 5	101
Figura 65. Seção estratigráfica 6	102
Figura 66. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 6	103
Figura 67. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 6	104
Figura 68. Contato lateral entre corpos de escorregamentos	106
Figura 69. <i>Continuum</i> dos fluxos gravitacionais (Shanmugam et al., 1995)	110
Figura 70. Localização das paleo-linhas de charneira pré- <i>rift</i> e <i>rift</i>	111
Figura 71. Mapa de isópacas do Andar Rio da Serra Superior	112
Figura 72. Poço representativo do padrão retrogradacional na base e progradacional no topo	113
Figura 73. Bloco-diagrama esquemático, ilustrando o modelo deposicional para a área ..	119
Tabela 01. Fácies, litologias constituintes, estruturas sedimentares e processos	44
Tabela 02. Associações de fácies, espessuras e dimensões dos corpos, variação do GR e interpretação	63

INTRODUÇÃO

Os arenitos dos membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha são importantes produtores de gás na Bacia do Recôncavo. Entretanto, apesar de serem relativamente espessos, tais corpos arenosos são de difícil correlação lateral, com rápidas variações laterais e verticais de fácies, o que afeta sobremaneira sua conectividade e, por conseguinte, torna extremamente complexa a produção de hidrocarbonetos.

Vários têm sido os estudos no sentido de interpretar a gênese destes arenitos.

Teixeira Netto & Oliveira (1985) dividiram a sedimentação da bacia em sete intervalos genéticos, denominando de Fluxoturbiditos do Maracangalha os sedimentos clásticos terrígenos de lago profundo, correspondentes aos membros Pitanga e Caruaçu (razão areia/folhelho da ordem de 1/12). Os autores sugerem deposição via correntes de turbidez para o Membro Caruaçu e fluxos gravitacionais arenosos para o Membro Pitanga.

Caixeta (1988) concluiu que os arenitos mais argilosos (correspondentes ao Membro Pitanga) foram depositados por fluxos de detritos; enquanto os arenitos correspondentes ao Membro Caruaçu teriam sido depositados como um *continuum*, desde frentes deltaicas *in situ*, passando por deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*), até turbiditos canalizados e turbiditos em lobos.

Magalhães (1990) interpretou uma origem turbidítica de água profunda, em sistema de canal-*levee*, para os arenitos do Membro Caruaçu da Fm. Maracangalha.

Raja Gabaglia (1991) interpreta que as estruturas deformacionais observadas nos arenitos são pós-deposicionais, originadas por liquefação associada a paleo-sismos em regiões de frente deltaica.

Silva (1993) faz uma divisão dos depósitos cretáceos da Bacia do Recôncavo em intervalos tectono-deposicionais, colocando os membros Caruaçu e Pitanga na porção inferior do Intervalo Tectono-Deposicional III (Valanginiano a Hauteriviano Inferior). O autor interpreta que os arenitos do Membro Caruaçu foram depositados por correntes de turbidez,

enquanto os arenitos do Membro Pitanga teriam origem a partir de escorregamentos e fluxos de detritos, sugerindo ambiente de lago profundo para ambos os membros.

Mais recentemente, Guerra & Borghi (2003), através da descrição de afloramentos, interpretam um trato de fácies do tipo “rampa”, com fácies pouco deformadas, típico das camadas Caruaçu; e um trato de fácies do tipo “plataforma-talude”, apresentando fácies com maior grau de deformação, típico do Membro Pitanga, incluindo fluxos de detritos arenosos, na linha de Shanmugann & Moiola (1995).

Esta dissertação abordará os arenitos dos membros Caruaçu e Pitanga, sob os pontos de vista descritivo, genético, evolutivo e de potencial como reservatório para hidrocarbonetos, especificamente na área do Campo de Jacuípe, localizado no Compartimento Central da Bacia do Recôncavo (Figuras 1, 2 e 3).

1 OBJETIVOS

- O principal objetivo desta dissertação é a individualização dos corpos arenosos intercalados aos folhelhos/diamictitos da Formação Maracangalha.

- Caracterizar a geometria externa e as variações estruturais e de fácies, laterais e verticais, internas aos corpos.

- Relacionar os corpos, através da análise de suas estruturas sedimentares primárias ou deformacionais, com os processos sedimentares ou de ressedimentação que lhes deram origem.

- Remontar a história da evolução estratigráfica do intervalo que contém os corpos arenosos, intrínseca à própria evolução do Andar Rio da Serra Superior na Bacia do Recôncavo.

- Analisar a conectividade entre os vários corpos arenosos, tentando caracterizar seu potencial como reservatórios de hidrocarbonetos.

2 METODOLOGIA

A base de dados disponíveis para a realização do trabalho consistiu de testemunhos e perfis de poços do Campo de Jacuípe, bem como do cubo sísmico 3D adquirido sobre o campo.

Inicialmente, foi feita uma descrição detalhada, na escala 1:50, de 1198,1 metros de testemunhos provenientes de cinco poços do campo, assim distribuídos: P19: 236,4 metros, P8: 376,6 metros, P17: 493,6 metros, P30: 31,5 metros e P31: 60 metros. Para a descrição dos testemunhos foi utilizado o programa *ANASETE*, da Petrobras. De acordo com as estruturas sedimentares primárias ou deformacionais observadas, foram caracterizadas as diversas litofácies e fácies deformacionais e, em seguida, as associações de fácies relacionadas.

O passo seguinte foi a análise dos perfis de poços. Para cada um dos 47 poços do campo, dispunha-se de uma suíte de curvas, sendo que a suíte mais comum continha curvas de raios gama ou potencial espontâneo, densidade/neutrão e resistividade. Na análise preliminar procurou-se relacionar as diversas litofácies descritas em testemunho com a sua “assinatura” em perfil, definindo padrões. Em seguida, foram geradas seis seções estratigráficas sobre o campo, com o intuito de correlacionar os diversos corpos arenosos, poço a poço, ao longo das seções. Para a confecção das seções estratigráficas, o programa utilizado foi o *Petrel* (Schlumberger).

Paralelamente à análise dos perfis, foi feita uma interpretação expedita do cubo sísmico 3D, visando, através da caracterização de sismofácies e geometria externa, delimitar os corpos preliminarmente identificados nas seções estratigráficas, possivelmente gerados por processos de deslizamentos, escorregamentos ou fluxos de detritos. A interpretação sísmica foi feita no programa *Seisworks*, da Landmark.

Por fim, foram integrados os dados de testemunhos, perfis de poços e seções sísmicas, de modo a individualizar os vários corpos arenosos e caracterizar sua geometria externa e variações internas, tentando correlacioná-los com os processos genéticos que lhes deram origem.

Ao longo do trabalho de pesquisa, desde a descrição dos testemunhos até a integração de todos os dados disponíveis, procedeu-se a uma pesquisa bibliográfica paralela a cada etapa, visando embasar e corroborar as interpretações deste trabalho.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 Estratigrafia

A mais recente atualização da nomenclatura litoestratigráfica da Bacia do Recôncavo foi efetuada por Caixeta et al. (1994) e será tomada como base para a descrição deste item (Figura 1).

A Formação Afligidos, de idade permiana, compreende os membros Pedrão e Cazumba. O Membro Pedrão é composto por arenitos, siltitos e evaporitos, depositados em ambiente litorâneo restrito. O Membro Cazumba, composto por folhelhos vermelhos, foi depositado em ambiente lacustre.

O Grupo Brotas, depositado durante o Jurássico, é composto pelas formações Aliança e Sergi. A Formação Aliança subdivide-se no Membro Boipeba, que consiste de arcóseos flúvio-eólicos, e no Membro Capianga, que consiste de folhelhos vermelhos depositados em ambiente lacustre. A Formação Sergi compreende arenitos finos a conglomeráticos, com intercalações de folhelhos e conglomerados, depositados por sistemas fluviais entrelaçados com posterior retrabalhamento eólico.

O Grupo Santo Amaro abrange as formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha. A Formação Itaparica é caracterizada por folhelhos marrons a cinzentos, de ambiente lacustre, depositados no Eo-Berriasiano. A Formação Água Grande é constituída por arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada acanalada, depositados por sistemas fluviais com retrabalhamento eólico durante o Eo-Berriasiano. A Formação Candeias foi depositada em ambiente lacustre durante o Berriasiano (Eo-Rio da Serra), sendo composta pelo Membro Tauá, caracterizado por folhelhos escuros, e pelo Membro Gomo, formado por folhelhos cinza-esverdeados com intercalações de calcários e arenitos finos. A Formação Maracangalha, objeto desta dissertação, caracteriza-se por folhelhos lacustres, cinza-esverdeados a cinza-escuros, dentro dos quais ocorrem corpos de arenitos finos, argilosos e maciços do Membro Pitanga e camadas lenticulares de arenitos finos a médios, com estratificações plano-paralelas e cruzadas tangenciais do Membro Caruaçu. Admite-se que os dois membros foram depositados por fluxos gravitacionais de sedimentos, sendo que à formação como um todo são atribuídas idades Neo-Rio da Serra e Aratu (Valanginiano a Barremiano).

O Grupo Ilhas é composto pelas formações Marfim e Pojuca, depositadas por deltas, do Valanginiano ao Aptiano. A Formação Marfim inclui arenitos cinza-claros com intercalações de camadas de folhelhos cinza-esverdeados; um nível arenoso bem

caracterizado por marcos elétricos individualiza o Membro Catu. A Formação Pojuca é constituída por intercalações de arenitos muito finos a médios, folhelhos, siltitos e calcários.

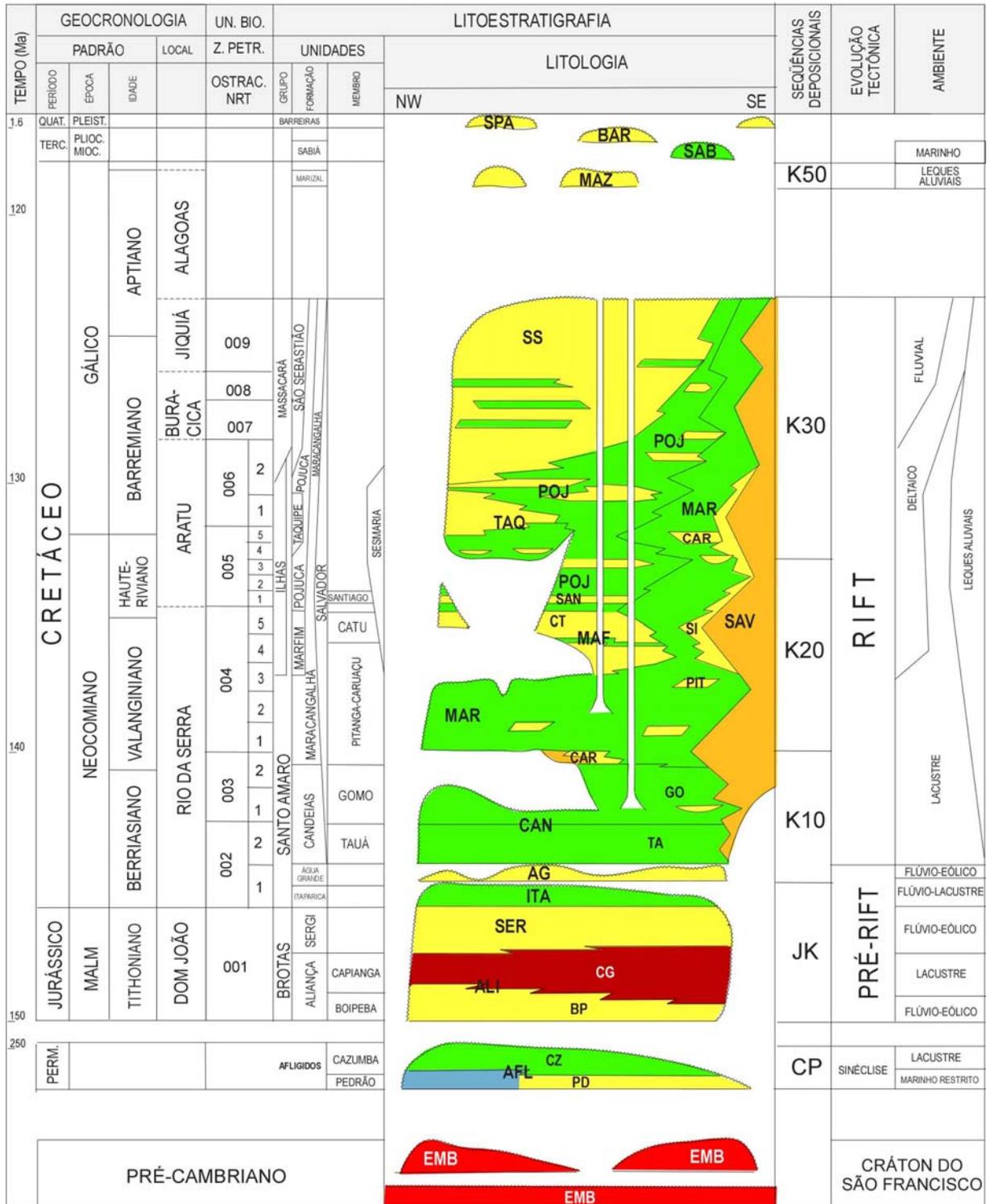


Figura 1. Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Modificada de Caixeta et al. (1994) e Milhomem et al. (2003).

A Formação Taquipe preenche uma feição erosiva em forma de *canyon*, dentro da Formação Pojuca, alongada na direção norte-sul da bacia, na porção centro-oeste, sendo composta por folhelhos cinzentos com estratificação plano-paralela e lentes de arenitos maciços muito finos, com estruturas de escorregamento.

O Grupo Massacará equivale à Formação São Sebastião, que é constituída por arenitos grossos, amarelo-avermelhados, com intercalações de argila síltica, depositados do Berriasiano ao Eo-Aptiano por sistemas fluviais.

A Formação Salvador é composta por conglomerados depositados por leques aluviais sintectônicos da fase *rift* na borda leste da bacia, entre o Berriasiano e o Eo-Aptiano. Os arenitos distais desta unidade caracterizam o Membro Sesmaria.

A Formação Marizal consiste de arenitos finos a grossos com estratificação cruzada, depositados por leques aluviais durante o Neo-Aptiano.

A Formação Sabiá, de idade miocênica, é composta por folhelhos cinza-esverdeados. A Formação Barreiras, composta por areias grossas com estratificação cruzada, depositou-se durante o Plioceno.

Sob o enfoque da Estratigrafia de Seqüências, Caixeta et al. (1994) dividiram a Bacia do Recôncavo em seis seqüências deposicionais (Figura 1), descritas a seguir.

A Seqüência Permo-Carbonífera está representada na bacia pelos sedimentos marinhos restritos e lacustres da Formação Afligidos, depositados em um contexto de sinéclise continental.

Uma discordância regional, que abrange desde o Permiano ao Jurássico (hiato de cerca de 100 M.a.) trunca os estratos da Seqüência Permo-Carbonífera. Sobre esta discordância assenta-se a Seqüência Juro/Eo-Cretácea, equivalente ao Grupo Brotas e à Formação Itaparica, correspondentes à fase *pré-rift*, depositados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico, e em lagos sob clima árido, do final do Jurássico ao início do Berriasiano. Sobre esta seqüência ocorre uma discordância regional, marcada por retrabalhamento eólico (Formação Água Grande).

A Seqüência K10 equivale à Formação Candeias e corresponde aos sedimentos lacustres que caracterizam o início da fase *rift* na bacia. Esta seqüência marca uma importante mudança climática, de árido para úmido, ocorrida durante o Berriasiano. Pelo menos em parte da bacia seu topo é truncado por uma discordância.

A Seqüência K20 inclui os depósitos da fase *rift* do lago Marangalha, dos deltas Ilhas, dos sistemas fluviais Massacará e parte dos leques aluviais da Formação Salvador. Possui idade valanginiana/hauteriviana e seu topo é marcado por uma discordância em parte

da bacia. A seção objeto de estudo desta dissertação, a Formação Maracangalha, está praticamente toda incluída dentro da Seqüência K20.

A Seqüência K30 representa os estágios finais de rifteamento na Bacia do Recôncavo, do Hauteriviano ao Eo-Aptiano, e é composta pelos leques aluviais Salvador, arenitos fluviais Massacará, deltas Pojuca e lago Maracangalha. Uma discordância regional marca seu topo.

A Seqüência K50, de idade Neo-Aptiano, pós-*rift*, é constituída pelos sedimentos clásticos grossos da Formação Marizal, depositados por leques aluviais.

3.2 Arcabouço Estrutural

A Bacia do Recôncavo, situada no estado da Bahia, nordeste do Brasil, ocupa uma área aproximada de 11.500 km² (Figura 2). Limita-se, a norte e noroeste, com o Alto de Aporá, que a separa da Bacia do Tucano Sul; a sul, pelo sistema de falhas da Barra; a oeste, pela falha de Maragogipe; e a leste, pelo sistema de falhas de Salvador (Figura 3).



Figura 2. Mapa de localização da Bacia do Recôncavo. Modificado de Milhomem et al. (2003).

A origem da Bacia do Recôncavo está ligada ao processo de estiramento crustal que resultou na fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul, durante o Cretáceo Inferior. A arquitetura da bacia reflete as heterogeneidades do embasamento pré-cambriano, sobre o qual atuaram os esforços distensionais, resultando em um formato de meio-graben com orientação NE-SW e borda falhada a leste (sistema de falhas de Salvador), cujos rejeitos podem ultrapassar 6.000 metros (Milhomem et al, 2003).

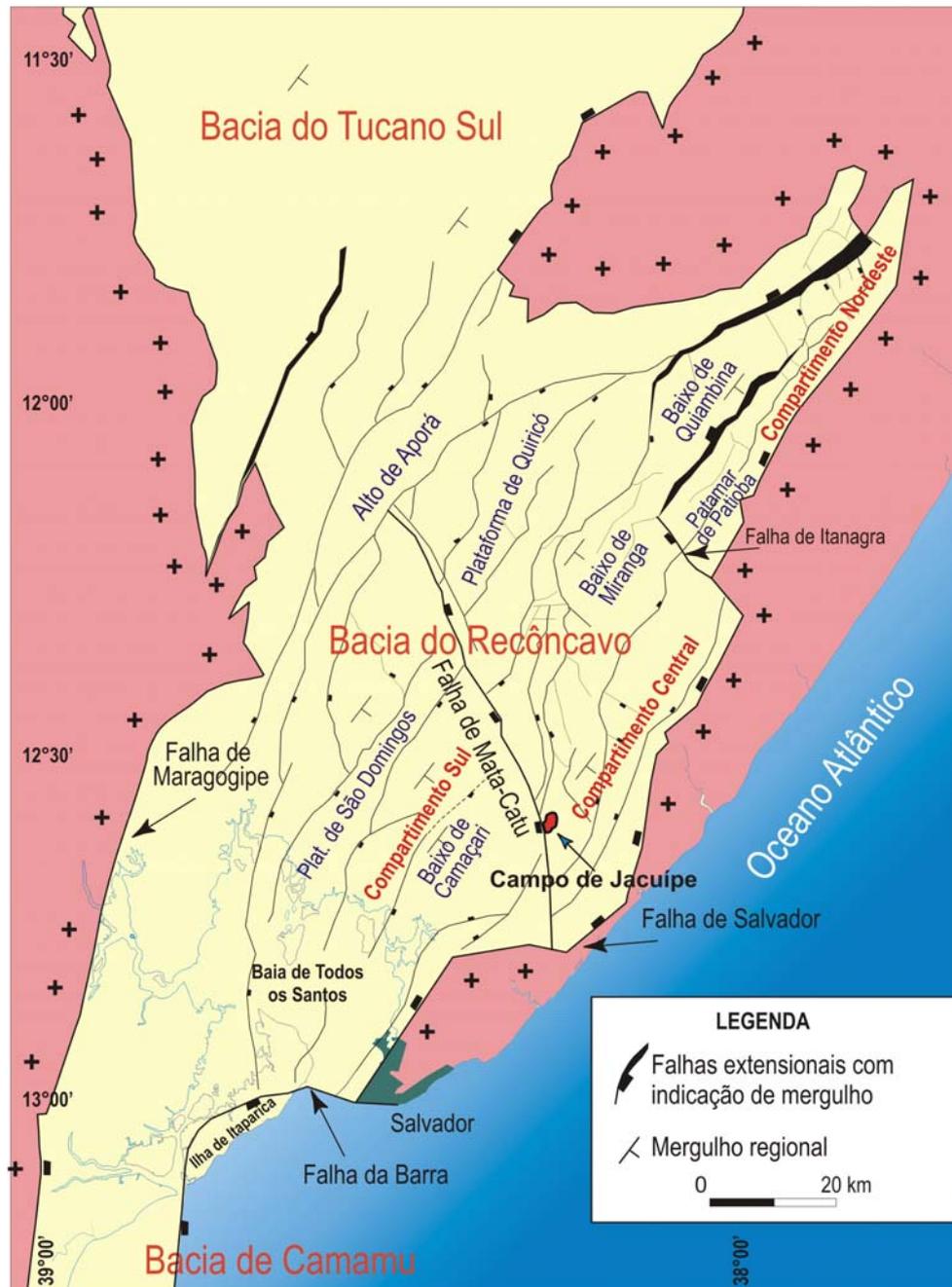


Figura 3. Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo, com localização do Campo de Jacuípe. Modificado de Milhomem et al. (2003).

A configuração estrutural da bacia é definida por falhamentos normais de direção preferencial N30°E, que condicionam os mergulhos regionais das camadas para SE, em direção às áreas mais subsidentes, com depocentros junto à borda falhada (Figura 4). Taxas de extensão diferenciadas são acomodadas através de zonas de transferência de orientação N40°W, a exemplo das falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araçás (Milhomem et al, 2003).

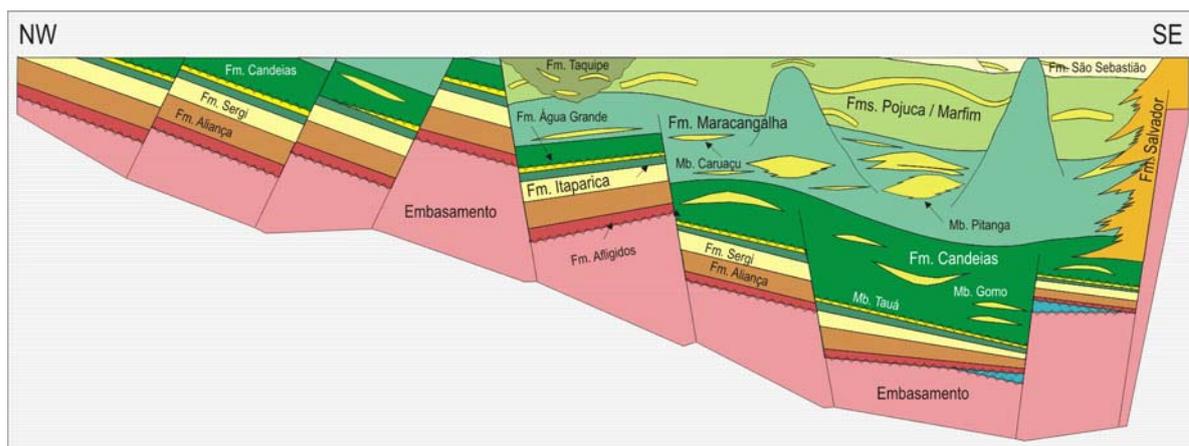


Figura 4. Seção geológica esquemática, transversal à Bacia do Recôncavo. A área do Campo de Jacuípe estaria projetada no depocentro, junto à borda falhada (a sudeste). Modificada de Milhomem et al. (2003).

As zonas de transferência de Mata-Catu e Itanagra-Araçás são utilizadas para subdividir a bacia em três compartimentos: Sul, Central e Nordeste (Teixeira Netto et al, 1984). O Campo de Jacuípe, objeto desta dissertação, está localizado no Compartimento Central, que possui uma área de 3.500 km², mais precisamente na feição conhecida como Baixo de Miranga (Figura 3). O Baixo de Miranga representa o depocentro do Compartimento Central junto à borda falhada de Salvador, apresentando intensa movimentação diapírica de folhelhos, associada a falhas de crescimento.

Um destes diápiros, o Diápiro de São Pedro, limita o Campo de Jacuípe a norte-noroeste. Caixeta (1988) interpreta uma falha lítrica no flanco sudeste deste diápiro, responsável pela estruturação em *roll-over* dos reservatórios do campo. Magnavita (1992), observando estruturas em flor positivas em seções sísmicas, interpreta que a gênese desta estruturação está relacionada a movimentos transpressionais da Falha de Mata-Catu, que limita o campo a sul-sudoeste. Ainda segundo Magnavita (1992), baseado na observação de que os refletores sísmicos encontram-se dobrados de maneira paralela até a superfície, a estruturação do campo pode ser interpretada como um evento tardio na área, provavelmente durante o Andar Jiquiá (Neo-Barremiano a Eo-Aptiano). O estreitamento do Baixo de

Miranga para sul, bem como o grande número de diápiros e de estruturas anticlinais associadas já eram apontados por Teixeira Netto et al. (1984) como indicativos da contribuição de esforços compressionais na área.

4 PROCESSOS E DEPÓSITOS DE RESSEDIMENTAÇÃO

A descrição dos testemunhos do Campo de Jacuípe e a interpretação das litofácies sugerem que sua deposição foi fortemente influenciada por processos gravitacionais subaquosos. Deste modo, neste item faremos uma breve revisão destes processos. As diversas classificações existentes de fluxos gravitacionais de massa e fluxos gravitacionais de sedimentos foram citadas, preferencialmente em ordem cronológica, dando ênfase àquelas que tratam de deslizamentos e escorregamentos.

Dott (1963) classifica os movimentos de massa subaquosos em quatro tipos principais: (1) avalanches (comportamento elástico), (2) deslizamentos e escorregamentos (comportamento elástico e plástico), (3) fluxos de massa plásticos e (4) fluxos de fluidos viscosos (Figura 5).

Avalanches (*rockfalls*) têm comportamento elástico e representam queda repentina e rolamento de fragmentos internamente rígidos. Deslizamentos (*slides* ou *glides*) são movimentos de massas sedimentares rígidas ou semi-consolidadas, ao longo de planos discretos de cisalhamento, com relativamente pouco fluxo interno (comportamento elástico). Escorregamentos (*slumps*) representam somente movimentos rotacionais de massas sedimentares ao longo de planos discretos de cisalhamento, apresentando comportamento elástico a plástico. Fluxos de massa têm comportamento plástico e envolvem cisalhamento entre partículas, quando o *stress* excede o limite de resistência dos sedimentos coesivos. Seriam análogos aos fluxos de lama e avalanches de detritos subaéreos (basicamente fluxos de detritos). Fluxos de fluidos viscosos ocorrem quando o limite líquido é excedido, sendo característicos de correntes de densidade, tais como correntes de turbidez.

MOVIMENTO GRAVITACIONAL	COMPORTAMENTO DO FLUXO
Avalanches	Elástico
Deslizamentos	Elástico
Escorregamentos	Elástico/Plástico
Fluxos de massa	Plástico
Correntes de densidade	Viscoso

Figura 5. Classificação de Dott (1963). Quadro relacionando os movimentos gravitacionais propostos, com seus respectivos comportamentos de fluxo.

Como possíveis agentes de disparo dos movimentos gravitacionais, Dott (1963) cita terremotos, sobrecarga sedimentar (especialmente de sedimentos finos depositados em frentes deltaicas) ou impacto de grandes ondas e correntes de maré não usuais.

Carter (1975), seguindo a mesma linha de Dott (1963), classifica os processos de transporte de massa subaquosos como um *continuum*, desde avalanches, rastejamentos (*creeps*), deslizamentos (*slides*), escorregamentos (*slumps*), fluxos inerciais laminares, até os fluxos turbulentos. O autor faz uma importante distinção, dentro dos fluxos inerciais laminares, entre fluxo de grãos (*grain flow*) e *slurry flow*. Fluxo de grãos é o fluxo onde a fase contínua, geralmente água, tem baixa viscosidade, comporta-se como um fluido newtoniano, e a pressão dispersiva é gerada pelo impacto entre os grãos da fase dispersa. *Slurry flow* é o fluxo onde a fase contínua tem elevada viscosidade, provocada pela mistura de água e argila (*slurry*), comportando-se como um fluido não-newtoniano. O fluxo de detritos ou *debris flow* seria um tipo particular de *slurry flow*, no qual um grande número de clastos suspensos faria parte da mistura. Carter (1975) enfatiza ainda o aspecto da sobrevalorização da importância dos fluxos turbulentos, concluindo que provavelmente muitos depósitos a eles relacionados, na verdade devem ter sido gerados por fluxos inerciais laminares.

Middleton & Hampton (1973) definem **fluxos gravitacionais de sedimentos** como um termo geral para fluxos de sedimentos ou misturas sedimentos/fluidos, que fluem sob a ação da gravidade. Os autores dividem os fluxos gravitacionais de sedimentos em quatro tipos principais, de acordo com a natureza do mecanismo de suporte de grãos: (1) **correntes de turbidez**, nas quais o sedimento é suportado pelo movimento ascendente da turbulência do fluido; (2) **fluxos de sedimentos fluidizados**, cujo mecanismo de suporte é o fluxo ascendente de escape de fluidos; (3) **fluxos de grãos** (*grain flows*), nos quais o sedimento é suportado por colisões grão a grão; e (4) **fluxos de detritos** (*debris flows*), em que os grãos maiores são suportados pela coesão da matriz, composta por uma mistura de sedimento fino e fluido intersticial (Figura 6).

TIPO DE FLUXO	MECANISMO DE SUPORTE DE GRÃOS
Correntes de Turbidez	Turbulência do fluido
Fluxo de sedimento fluidizado	Fluxo ascendente de fluidos
Fluxos de grãos	Colisões intergranulares
Fluxos de detritos	Força de coesão da matriz

Figura 6. Classificação dos fluxos gravitacionais de sedimentos, com seus respectivos mecanismos de suporte de grãos (Middleton & Hampton, 1973).

Ainda segundo Middleton & Hampton (1973), deslizamentos (*slides*) e escorregamentos (*slumps*) gravitacionais distinguem-se dos fluxos gravitacionais de sedimentos pelo grau de deformação interna: alto para os fluxos gravitacionais de sedimentos, intermediário para os escorregamentos e baixo para os deslizamentos.

Nardin et al. (1979) fazem uma revisão da literatura existente à época e, baseados no comportamento mecânico e mecanismos de transporte e suporte sedimentar, classificam os processos de transporte de massa em três grupos: (1) avalanches e deslizamentos, estes subdivididos em *glides* e escorregamentos, com comportamento elástico; (2) fluxos de massa, basicamente fluxos de detritos, com comportamento plástico; e (3) fluxos de fluidos, subdivididos em fluxos liquefeitos, fluxos fluidizados e correntes de turbidez, com comportamento de fluido viscoso. Os autores apresentam ainda as estruturas sedimentares mais comuns a cada tipo de depósito, bem como suas características em seções sísmicas (Figura 7).

Avalanches originam-se por queda livre de blocos ou clastos individuais ao longo de taludes íngremes. Os depósitos são conglomerados grão-suportados com seleção pobre e clastos ou blocos angulares a sub-angulares, sem gradação. Sismicamente apresentam forte reflexão basal, com refletores internos mal definidos, hiperbólicos.

Slides dividem-se em *glides* e escorregamentos. *Glides* movimentam-se ao longo de planos discretos de cisalhamento, com pouca rotação e deformação interna. Escorregamentos movimentam-se ao longo de superfícies discretas de cisalhamento, rotacionais, com pouca deformação interna. Apresentam-se essencialmente não deformados, embora deformação plástica possa estar presente na base ou na região distal, na forma de dobras que indicam a direção do movimento. As seções sísmicas mostram refletores geralmente contínuos, com alguma contorção e aspecto *hummocky* na região distal. Os depósitos apresentam forte reflexão basal.

Os fluxos de massa, representados pelos fluxos de detritos, apresentam cisalhamento distribuído ao longo da massa sedimentar, sendo suportados pela coesão proveniente da presença de argila na matriz e, subordinadamente, pela flutuabilidade. Os depósitos são suportados pela matriz, possuindo fábrica randômica e tamanho de clastos variável. As camadas são geralmente maciças, mas podem ocorrer gradação inversa e estruturas de fluxo. Sismicamente os corpos apresentam forma de lentes ou *mounds*, com reflexões internas caóticas a transparentes.

Fluxos liquefeitos são fluxos sem coesão, suportados pelo deslocamento ascendente de fluidos, causado pela perda do empacotamento de grãos por colapso (geralmente devido a

terremotos), em mergulhos superiores a 3°. Fluxos fluidizados são fluxos não-coesivos, suportados pelo movimento ascendente de escape de fluidos dos poros. As estruturas presentes nos depósitos são de escape de água, diques de areia, estruturas de carga e laminações convolutas. Não são reconhecidos em seções sísmicas porque geralmente são muito delgados, ficando abaixo do limite de resolução sísmica

Correntes de turbidez são suportadas pela turbulência do fluido. As estruturas sedimentares típicas apresentam seqüências de Bouma. Sísmicamente os depósitos apresentam reflexões contínuas e em *onlap*, podendo ser hiperbólicas na presença de canais.

MOVIMENTO GRAVITACIONAL		COMPORTAMENTO DO FLUXO	CARACTERÍSTICAS DAS REFLEXÕES INTERNAS
Avalanches		Elástico	Mal definidas, hiperbólicas
Deslizamentos/Escurregamentos		Elástico	Geralmente contínuas, contorcidas na região distal
Fluxos de detritos		Plástico	Caóticas a transparentes
Fluxos de Fluidos	Fluxos liquefeitos	Viscoso	Não resolvidas
	Fluxos fluidizados		Não resolvidas
	Correntes de turbidez		Contínuas e em <i>onlap</i>

Figura 7. Classificação dos processos de transporte de massa de Nardin et al. (1979). Quadro relacionando os movimentos gravitacionais propostos, com seus respectivos comportamentos de fluxo e características das reflexões internas.

Lowe (1979), baseado na classificação de Middleton & Hampton (1973), propôs dividir os fluxos, pela sua reologia, em fluxos de fluidos e fluxos de detritos; e pelo mecanismo predominante de suporte de grãos em cinco categorias: (1) correntes de turbidez, onde o sedimento é suportado pela turbulência do fluxo; (2) fluxos fluidizados, nos quais o sedimento é totalmente suportado por escape de fluidos dos poros; (3) fluxos liquefeitos, suportados parcialmente por escape de fluidos dos poros; (4) fluxos de grãos, mantidos pela pressão dispersiva causada por choques entre grãos; e (5) fluxos de lama (*mudflows*) ou fluxos de detritos coesivos, cujo mecanismo de suporte é a coesão da matriz e flutuabilidade (*buoyancy*). Os três primeiros teriam comportamento fluido, classificando-se como fluxos de fluidos, enquanto os dois últimos teriam comportamento reologicamente plástico, pertencendo à classe dos fluxos de detritos (Figura 8).

Coleman & Prior (1988) dividem os movimentos gravitacionais em (1) avalanches, (2) deslizamentos e (3) fluxos subaquosos.

COMPORTAMENTO DO FLUXO	TIPO DE FLUXO		MECANISMO DE SUPORTE
Fluido	Fluxo de Fluidos	Corrente de turbidez	Turbulência do fluido
		Fluxo fluidizado	Suporte total por escape de fluidos
		Fluxo liquefeito	Suporte parcial por escape de fluidos
Plástico	Fluxo de Detritos	Fluxo de grãos	Pressão dispersiva
		Fluxo de detritos coesivo	Coesão da matriz

Figura 8. Classificação dos tipos de fluxos, com seus respectivos comportamentos e mecanismos de suporte de grãos. Modificado de Lowe (1979).

Para os autores, deslizamentos (*slides*) envolvem movimentos de massas sedimentares ao longo de planos discretos de cisalhamento basal, podendo ser de três tipos: translacionais, retrogradacionais múltiplos ou rotacionais.

Deslizamentos translacionais apresentam o plano de cisalhamento basal inclinado, aproximadamente paralelo ao mergulho do talude. “Fatias” de sedimento inconsolidado ou parcialmente litificado são deslocadas mergulho abaixo.

Deslizamentos múltiplos retrogradacionais ocorrem onde a queda contínua e a interação de deslizamentos adjacentes produzem feições múltiplas e prolongamento da instabilidade mergulho acima no talude.

Deslizamentos rotacionais são caracterizados pelo deslocamento de blocos relativamente intactos sobre superfícies curvas de deslizamento.

Coleman & Prior (1988) usam praticamente a mesma classificação de Middleton & Hampton (1973) para dividir os fluxos subaquosos de sedimentos em quatro processos principais: fluxos de detritos, fluxos liquefeitos, fluxos de grãos e fluxos turbidíticos.

Os mecanismos de disparo dos movimentos de massa, segundo os autores, são:

- Tectônica crustal: Em regiões tectonicamente ativas, pode ocorrer aumento de inclinação (*oversteepening*) dos ângulos dos taludes, ocasionando o disparo de grandes deslizamentos. Além disso, os terremotos associados à atividade tectônica podem levar ao aumento da pressão dos fluidos nos poros, também podendo ocasionar disparos de movimentos de massa talude abaixo.

- Sobrecarga sedimentar: Ambientes com alta taxa de sedimentação, tais como deltas progradantes, são locais propícios a desenvolverem excesso de pressão de fluidos, podendo levar à redução da coesão sedimentar e instabilidade do sedimento sobre mergulhos relativamente baixos. O excesso de carga sedimentar também contribui para movimentos

verticais de diápiros de sal ou folhelho, causando *oversteepening* local e queda de sedimentos depositados recentemente.

- Rápidas variações do nível do mar/lago: Movimentos de massa em uma grande variedade de ambientes acompanham variações rápidas no nível da água, particularmente áreas de intermaré e próximas à costa (*nearshore*).

- Carga cíclica por ondas: Teoricamente o movimento oscilatório das ondas sobre sedimentos inconsolidados seria suficiente para causar movimentos mergulho abaixo.

- Atividade biológica: Instabilidade sedimentar causada pela ação de organismos vivos.

De acordo com Stow et al. (1996), que fazem uma ampla revisão dos processos e depósitos de ressedimentação, estes compreendem uma suíte complexa, um *continuum*, desde os deslizamentos subaquosos até as correntes de turbidez de baixa densidade. Todos os processos podem ser classificados como movimentos de massa subaquosos, exceto avalanches e deslizamentos.

Avalanches (*rock falls*) são eventos de curta duração, em que blocos de material litificado caem mergulho abaixo, praticamente sem haver interferência entre os clastos. Taludes subaquosos íngremes o suficiente para permitir este tipo de movimento ocorrem em escarpas de falhas ativas, margens de plataformas carbonáticas ou cabeceiras de *canyons*. Os depósitos de avalanche são cunhas de brechas caóticas. Grandes blocos isolados, na forma de olistolitos, podem cair sobre sedimentos baciais finos, deformando suas estruturas originais.

Rastejamento (*creep*) de sedimentos é um processo de lenta deformação, devido à ação da gravidade mergulho abaixo exercida pelo peso da carga sedimentar. O processo pode ter curta ou longa duração, desde horas até milhares de anos, podendo ser contínuo ou intermitente. Pode ser precursor dos movimentos de deslizamento e escorregamento. Os depósitos de rastejamento são pobremente documentados, podendo ser inferidos através de sutis superfícies morfológicas em taludes modernos.

Deslizamentos (*slides*) envolvem grandes blocos de sedimento litificado ou parcialmente litificado, movendo-se isoladamente ou em conjunto, em contato contínuo com os sedimentos subjacentes. Os blocos movem-se sem apresentar deformação interna, porque todo o cisalhamento concentra-se na superfície de escorregamento basal. O tamanho e o deslocamento dos blocos pode variar bastante, sendo que os maiores podem medir muitas dezenas de quilômetros e mover-se mergulho abaixo por vários quilômetros. O movimento dos blocos pode ser rotacional, quando a superfície de escorregamento é curva; ou translacional, quando a superfície de escorregamento é reta, permitindo aos blocos moverem-

se por distâncias muito maiores. Dentro de um bloco de deslizamento, a porção proximal (*updip*) pode apresentar deformação distensional, levando à formação de falhas lítricas; enquanto na porção distal (*downdip*) pode ocorrer compressão sobre os sedimentos baciais, deformando-os (Figura 9). Com o movimento mergulho abaixo, as massas deslizantes podem apresentar progressiva fragmentação. Os depósitos de deslizamento caracterizam-se por grandes blocos isolados, sem deformação interna, imersos nos sedimentos baciais. Comumente podem ser imageados em seções sísmicas, podendo se estender por várias centenas de quilômetros quadrados, com larguras atingindo vários quilômetros. As espessuras são bastante variáveis.

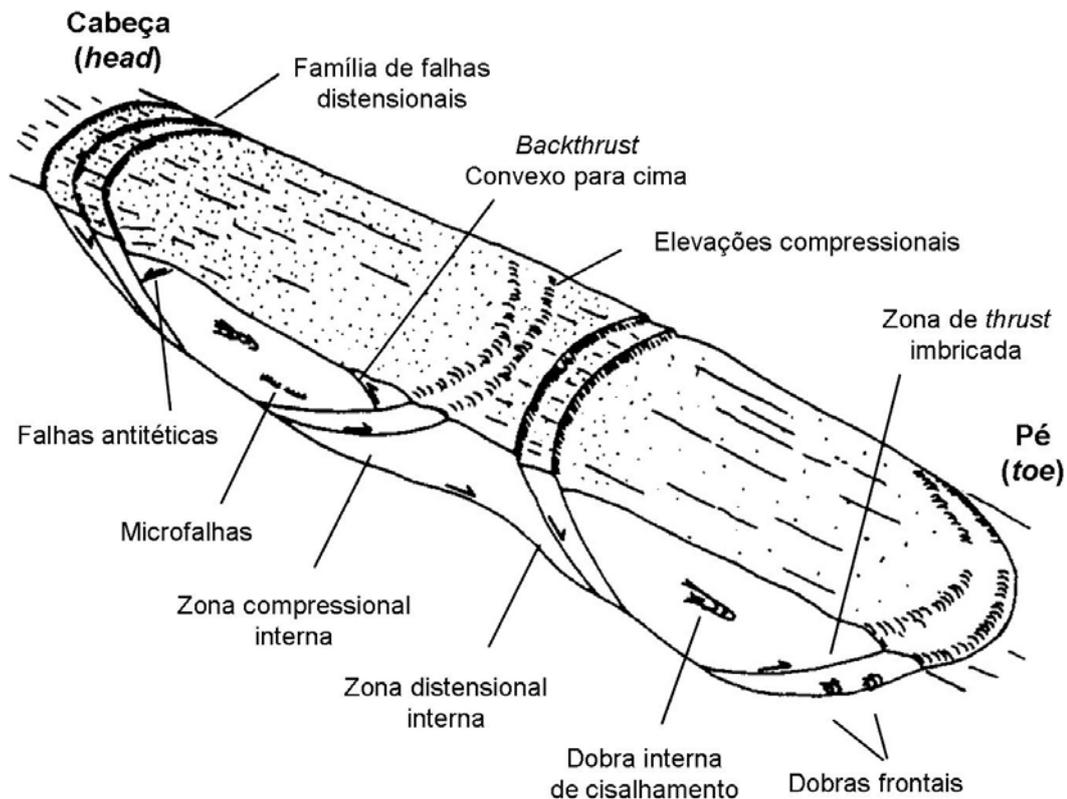


Figura 9. Representação esquemática de um corpo de deslizamento (*slide*). Observar as zonas distensionais, próximas à cabeça, e as zonas compressoriais, próximas ao pé. Modificada de Stow et al. (1996).

Huvenne et al. (2002) reportam deslizamentos de até 85 metros de espessura no Plioceno da Irlanda (Porcupine Basin); Homza (2004) descreve deslizamentos albianos no norte do Alasca, com espessura média de 1 km, largura média de 3 km e dezenas de quilômetros de extensão; Piper et al. (2004) interpretam corpos de deslizamentos entre 5 e 15 metros de espessura e poucas centenas de metros de extensão no Cretáceo Inferior (Berriasiano a Barremiano) do Canadá; Ineson (1985) descreve blocos de deslizamentos no

Cretáceo Inferior da Península Antártica, onde as espessuras chegam a atingir 200 metros e os comprimentos até 800 metros; Lucente & Pini (2003) estudaram afloramentos do corpo Casaglia Monte della Collona, genericamente chamado de *slide*, dentro da Formação Marnoso-arenacea, Mioceno Médio da Itália, cuja espessura chega a atingir 300 metros, com mais de 15 km de extensão longitudinal; Cook (1979) descreve delgados corpos de deslizamentos/escorregamentos no Cambro-Ordoviciano dos Estados Unidos, com espessuras variáveis entre 0,2 e 10 metros e larguras entre 100 e 400 metros; Moore et al. (1970) interpretam um grande deslizamento, com cerca de 300 metros de espessura, na margem continental nordeste do Brasil.

Os **escorregamentos** (*slumps*) exibem muitas feições que também ocorrem nos deslizamentos, sendo com eles gradacionais. Normalmente o material que escorra mergulha abaixo é inconsolidado, apresentando uma variedade muito grande de estilos de deformação interna, variando desde o estágio rúptil até o altamente dúctil. O deslocamento concentra-se sobre uma superfície basal, que pode ser côncava para cima nas porções proximais. As áreas proximais (“cabeça”) do corpo de escorregamento são dominadas por estruturas distensionais, como falhas lítricas; enquanto nas porções distais, onde o movimento cessa, predominam as estruturas compressionais, como dobras e *thrusts* (Figura 10). Como o processo de escorregamento envolve deformação plástica, este congelará uma vez que a tensão cisalhante aplicada caia abaixo de um valor crítico. Se o congelamento não ocorrer ao mesmo tempo no corpo como um todo, algumas porções poderão continuar a se mover enquanto em outras o movimento já cessou, acrescentando maior complexidade ainda ao padrão de deformação interna. Os escorregamentos podem ocorrer mesmo em taludes com gradientes muito baixos, especialmente onde as taxas de sedimentação de sedimentos finos forem altas. É provável que uma das principais conseqüências dos escorregamentos seja atuar como disparadores de outros fluxos gravitacionais de sedimentos, através da aceleração talude abaixo, diluição e transformação de fluxo.

Os depósitos de escorregamentos ocorrem em um amplo espectro de escalas, com os maiores atingindo centenas de quilômetros quadrados. Podem variar desde poucos centímetros de espessura até mais de 100 metros.

Os escorregamentos são caracterizados pela presença de estruturas deformacionais internas, onde ainda é possível reconhecer a laminação ou acamadamento originais. Somente quando o dobramento é muito simples, a orientação dos eixos das dobras pode ser utilizada para se inferir a direção de movimento do escorregamento. Escorregamentos altamente

móveis, onde a fragmentação leva à distinção entre clastos e matriz são transicionais para fluxos de detritos.



Figura 10. Representação esquemática de um corpo de escorregamento (*slump*). Observar a zona da escarpa proximal e a zona distal, mais deformada. Modificada de Stow et al. (1996).

Fluxos de detritos (*debris flows*) são fluxos plásticos, nos quais a água e os sedimentos estão completamente misturados e onde não mais é possível reconhecer qualquer acamadamento ou laminação originais. Dependendo do mecanismo de suporte dos grãos, os fluxos de detritos podem ser divididos em coesivos e não-coesivos.

Fluxos de detritos coesivos ocorrem quando a força da matriz e, secundariamente, a flutuabilidade, são os principais mecanismos de suporte de grãos. Geralmente têm matriz de granulação fina, com significativo conteúdo argiloso, embora o movimento possa ocorrer mesmo quando o conteúdo de matriz argilosa seja baixo. A deformação dentro de um fluxo de detritos em movimento depende da viscosidade da matriz e da velocidade do fluxo. Em fluxos mais viscosos, o *stress* cisalhante interno pode ser suficiente apenas para superar a força da matriz próximo à base do corpo, podendo o núcleo do fluxo mover-se como um *plug* rígido de sedimento “congelado”. Os fluxos de detritos coesivos podem mover-se sobre pequenos gradientes e transportar sedimentos por longas distâncias, devido à sua matriz de granulação fina e baixa permeabilidade, que tende a perder água vagarosamente, sustentando sua

mobilidade. A viscosidade e a densidade da matriz permitem que sejam suportados grandes clastos, muitos dos quais tendem a flutuar próximos à superfície superior do fluxo.

Os depósitos de fluxos de detritos coesivos são chamados de debritos, apresentando seleção pobre, em que grandes clastos flutuam sobre uma matriz de granulação fina. Os depósitos mostram pouco ou nenhum acamadamento ou laminação interna, sendo que algumas camadas podem apresentar gradação normal pobremente definida. Gradação inversa é mais rara. Se o depósito congelar sobre um gradiente íngreme, poderá dar origem a deslizamentos e escorregamentos.

Fluxos de detritos não-coesivos ou fluxos de grãos têm sua mobilidade proveniente de colisões entre grãos, que criam uma pressão dispersiva como resultado do cisalhamento. Fluxos de grãos desenvolvem-se melhor em areias e cascalhos bem selecionados, ocorrendo em mergulhos íngremes, quando o ângulo de repouso dos grãos é excedido. A relevância deste processo dentro do leque de processos de ressedimentação é mínima, podendo ocorrer nas porções proximais de *canyons* submarinos. Contudo, colisões intergranulares são importantes em camadas de sedimentos bem selecionados sujeitos a intenso cisalhamento causado por uma corrente que viaja acima destas camadas, como correntes de turbidez. Então, processos semelhantes a fluxos de grãos podem operar em conjunto com correntes de turbidez fluindo sobre baixos gradientes, sendo que a corrente de turbidez sustenta um “carpete de tração” de grãos colidindo próximo ao fundo do leito. Os depósitos de fluxos de grãos normalmente apresentam gradação inversa, como resultado da pressão dispersiva e do peneiramento cinético, onde os grãos maiores concentram-se nas porções superiores da camada cisalhante.

Fluxos liquefeitos e fluxos fluidizados dependem do comportamento do fluido presente nos poros em sistemas granulares, sendo importantes mecanismos de suporte no transporte de sedimentos a longas distâncias. Ambos podem ser ativos durante os estágios iniciais, bem como durante a deposição de correntes de turbidez desacelerantes.

A **liquefação** de sedimentos ocorre quando uma textura metaestável de empacotamento de grãos é repentinamente perturbada, comumente devido ao choque de ondas de tempestade ou terremotos. Esta abrupta mudança em busca de um reequilíbrio (empacotamento de grãos mais próximos uns dos outros) cria um excesso de fluido nos poros e, até que o fluido consiga escapar, a fricção intergranular é anulada devido ao excesso de pressão de fluidos. Em sedimentos com boa seleção, a perda do excesso de fluidos por escape será rápida e a coesão entre os grãos será rapidamente atingida. Contudo, durante o período em que a coesão é perdida, a mistura água-sedimento comporta-se reologicamente como um

fluido. Se esta mistura estiver sobre um talude, iniciar-se-á um fluxo descendente. Dependendo do gradiente, da espessura da camada liquefeita e da taxa de perda de fluidos, a camada descendente poderá congelar novamente ou acelerar e transformar-se em um fluxo mais diluído, tal como uma corrente de turbidez. Liquefações de curta duração levarão à deformação das estruturas originais, enquanto liquefações mais lentas, com manutenção da perda de coesão por mais tempo, levarão à total homogeneização do sedimento. A liquefação também pode ocorrer durante a desaceleração de correntes de turbidez, quando os grãos depositam-se muito rapidamente no fundo, podendo causar laminação convoluta (intervalo T_c de Bouma). Durante os estágios pós-deposicionais iniciais de espessas areias maciças depositadas por correntes de turbidez de alta densidade, também pode ocorrer liquefação, levando a feições de escape de água do tipo *sheets*, pilares e pratos; contudo, neste caso tais estruturas não envolvem necessariamente fluxos liquefeitos, mas sim liquefação *in situ*.

A **fluidização** está sempre associada à liquefação, sendo que o movimento ascendente de escape de fluidos é o mecanismo de suporte dos grãos. Assim, é um processo que ocorre durante a perda de água de uma camada liquefeita. A fluidização somente acontece enquanto houver fluidos disponíveis nos poros; uma vez exaurido o excesso, a fluidização cessa. A evidência de que a fluidização atua em conjunto com a liquefação em areias de mar profundo é que a mesma gama de estruturas encontra-se presente nos dois processos.

Nichols (1995) descreve geometrias muito peculiares em arenitos do Terciário do Mar do Norte, na forma de intrusões semelhantes a lençóis, diques, soleiras e domos. Tais geometrias teriam resultado da liquificação pós-deposicional de arenitos turbidíticos. Segundo o autor, liquificação descreve qualquer processo que transforma um corpo sedimentar em um estado quase líquido. De acordo com Nichols (op. cit.), a liquificação de uma areia ocorre quando seus grãos não conseguem mais ser suportados por contato estático intergranular; a coesão é reduzida até o ponto em que a areia flui, comportando-se como se fosse um líquido. Três processos de liquificação podem ser identificados:

(a) Fluidização (liquificação por escape de fluidos): Se o fluxo de fluidos dos poros for ascendente, sua força de arrasto aumentará à medida em que o fluxo aumentar, até o ponto em que se equivalerá à força gravitacional exercida pelo peso dos grãos. Neste momento, os grãos não serão mais suportados por contatos estáticos grão a grão, mas sim pelo fluxo de fluidos; assim a areia estará livre para fluidizar. O processo de fluidização causa estruturas de escape de fluidos (*pipes*, bolhas, etc.), estruturas em prato e gradação normal.

(b) Liquefação (liquificação por vibração): Quando a areia for sujeita a tensão cizalhante cíclica, por choques individuais ou vibração contínua (causada por um terremoto,

por exemplo), a agitação dos grãos poderá causar colisões entre eles, fazendo com que os grãos fiquem momentaneamente suspensos dentro do fluido dos poros. O sedimento perde então sua coesão, ficando livre para fluir como um líquido. Estruturas de carga (experimentos de laboratório) e gradação inversa são produzidas por este processo.

(c) **Liquificação cisalhante** (liquificação por cisalhamento de corpo): Este processo ocorre pelo cisalhamento devido ao componente da força gravitacional sobre um corpo arenoso movendo-se talude abaixo. Este cisalhamento faz com que os grãos colidam entre si, de modo que a energia cinética é transferida grão a grão durante estas colisões. Se a energia transferida for grande o suficiente para contrabalançar a energia potencial gravitacional, o sedimento não será mais suportado por contatos estáticos grão a grão, podendo liquificar por perda de coesão. Na liquificação cisalhante o stress é unidirecional (ao contrário da liquefação) e o corpo arenoso se deslocará na direção deste stress. Este processo causa estruturas de fluxo de massa.

Correntes de turbidez são suspensões de sedimentos sustentadas pela turbulência do fluido. Vários autores consideram que este é o mecanismo mais significativo de transporte de sedimentos arenosos para água profunda. Um exemplo clássico de corrente de turbidez é o evento de rompimento de cabos submarinos nos Grand Banks, disparado pelo terremoto de 1929. Inicialmente o fluxo desenvolveu-se de um enorme escorregamento, viajando por centenas de quilômetros a altas velocidades, até sua deposição.

Dentro de uma corrente de turbidez ativa, o principal mecanismo de suporte de grãos é o componente ascendente do movimento de turbulência, e este comportamento pode ser sustentado por longas distâncias através do mecanismo conhecido como autosuspensão (Bagnold apud Stow et al, 1996), onde se daria o seguinte: (i) a turbulência é gerada pelo fluxo; (ii) o fluxo resulta do excesso de densidade da suspensão; (iii) o excesso de densidade resulta da carga suspensa; e (iv) a carga suspensa é mantida pela turbulência. As correntes de turbidez desenvolveriam autosuspensão uma vez que atingissem um valor crítico de densidade; abaixo deste valor a corrente depositaria a carga, acima deste valor o aumento de densidade e velocidade manteria a autosuspensão da corrente.

O gradiente também é um dos principais controladores do comportamento das correntes de turbidez, sendo que estas podem acelerar e erodir ou desacelerar e depositar sedimentos, de acordo com as mudanças de gradiente. As correntes de turbidez podem se desenvolver sobre gradientes muito baixos e podem transportar sedimentos de diversas populações de grãos, desde cascalhos até argilas finas, o que leva ao reconhecimento de correntes de turbidez de alta e de baixa densidade.

As correntes de turbidez de alta densidade transportam areia e cascalho para ambientes de água profunda. A maioria delas inicia como resultado da diluição de escorregamentos e fluxos de detritos episódicos sobre o talude ou, ainda, como resultado da transformação de fluxos de grãos nas porções proximais de *canyons*. Algumas podem ainda derivar-se diretamente durante as inundações fluviais, quando os rios efluentes tornam-se tão turbidos que sua densidade excede a densidade da bacia receptora. Tais fluxos, conhecidos como hiperpicnais, são mais comuns de ocorrerem em lagos de água doce (menor densidade), mas também podem ocorrer em alguns ambientes marinhos. Enquanto as correntes de turbidez geradas por inundações podem se manter por longos períodos, dependendo da descarga dos rios, as correntes disparadas por movimentos de massa (deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos) podem ter duração mais limitada.

Longitudinalmente, uma corrente de turbidez pode ser dividida em cabeça, corpo e cauda. Na cabeça, a velocidade do fluxo junto ao fundo é superior à velocidade de propagação da frente do fluxo. A suspensão é agitada para cima e para a frente, para misturar-se com a água da bacia. Os grãos mais grossos são agitados a altas velocidades junto ao fundo, levando à erosão. Vista em planta, a cabeça mostra um padrão de lobos regularmente espaçados. No corpo principal do fluxo, o sedimento é transportado através de fricção com o leito e com a camada de água sobrejacente, sendo que a espessura do fluxo é uniforme. Na cauda o fluxo afina rapidamente e torna-se mais diluído, os sedimentos finos caem da suspensão conforme o fluxo enfraquece.

A deposição resulta da desaceleração do fluxo, ocorrendo geralmente na região do corpo e da cauda. A desaceleração pode ocorrer tanto no tempo como no espaço. Um fluxo desacelera no tempo através do enfraquecimento do evento catastrófico que lhe deu origem; enquanto desacelera no espaço através de sua expansão lateral, como na boca de canais, ou quando encontra uma mudança de gradiente, como no pé do talude.

A deposição de correntes de turbidez de baixa densidade acontece a partir dos estágios tardios, mais diluídos, das correntes de turbidez de alta densidade.

Lowe (1982) analisa a deposição das correntes de turbidez baseando-se em três distintas populações de tamanho de grãos. Grãos da população 1 são de tamanho argila a areia média, e podem ser completamente suportados pela turbulência do fluxo. Grãos da população 2, variando de areia grossa a seixos pequenos, são suportados pelo efeito combinado da turbulência, decantação dificultada (*hindered settling*) e flutuabilidade (*buoyant lift*). Clastos da população 3, variando de seixos a calhaus com concentrações entre 10 e 15%, são

suportados pelo efeito combinado da turbulência do fluido, decantação dificultada, flutuabilidade e pressão dispersiva.

De acordo com as populações de grãos que compõem as correntes de turbidez, Lowe (1982) dividiu-as em correntes de turbidez de baixa densidade e correntes de turbidez de alta densidade.

As correntes de turbidez de baixa densidade são compostas, predominantemente, por grãos da população 1. Tipicamente iniciam com sedimentação por tração, formando divisões Tb e Tc de Bouma; seguidas por um período onde ocorrem tanto tração quanto suspensão, representado pela divisão Td de Bouma; finalizando com sedimentação exclusivamente por suspensão, representada pelo intervalo Te de Bouma.

As correntes de turbidez de alta densidade dividem-se, segundo Lowe (1982), em arenosas e cascalhosas. Trataremos aqui apenas das correntes de turbidez de alta densidade arenosas (*sandy high-density turbidity currents*).

As correntes de turbidez de alta densidade arenosas são compostas por grãos da população 2, predominantemente, sendo suportadas principalmente pela turbulência do fluido e pela decantação dificultada. A deposição pode ser descrita através de três estágios principais, da base para o topo de cada seqüência: (1) estágio de sedimentação por tração, com deposição de arenitos grossos a conglomeráticos, mostrando estruturas de tração e feições erosivas na base; (2) estágio de tapete de tração, com deposição de arenitos grossos, com grânulos, apresentando gradação inversa mantida por pressão dispersiva; e (3) estágio de sedimentação por suspensão, com deposição de arenitos maciços ou com estruturas em prato. Os depósitos dos estágios 1, 2 e 3, formam, respectivamente, as seqüências S1, S2 e S3 (Figura 11).

A deposição da carga suspensa de grãos da população 2 deixa como resíduo uma suspensão turbulenta fina, composta por grãos da população 1, que podem se mover e acelerar mergulho abaixo, formando correntes de turbidez de baixa densidade, que podem erodir e retrabalhar as porções superiores das unidades S3. Os depósitos de baixa densidade capeiam as unidades S3, apresentando, da base para o topo, intervalos Tb, Tc e intervalos Td e Te menos desenvolvidos no topo, indicando *bypassing* da maior parte do material mais fino. Deste modo, considerando-se que a unidade S3, maciça, representa o intervalo Ta de Bouma, haveria a formação de uma seqüência Ta-e completa de Bouma (Figura 11).

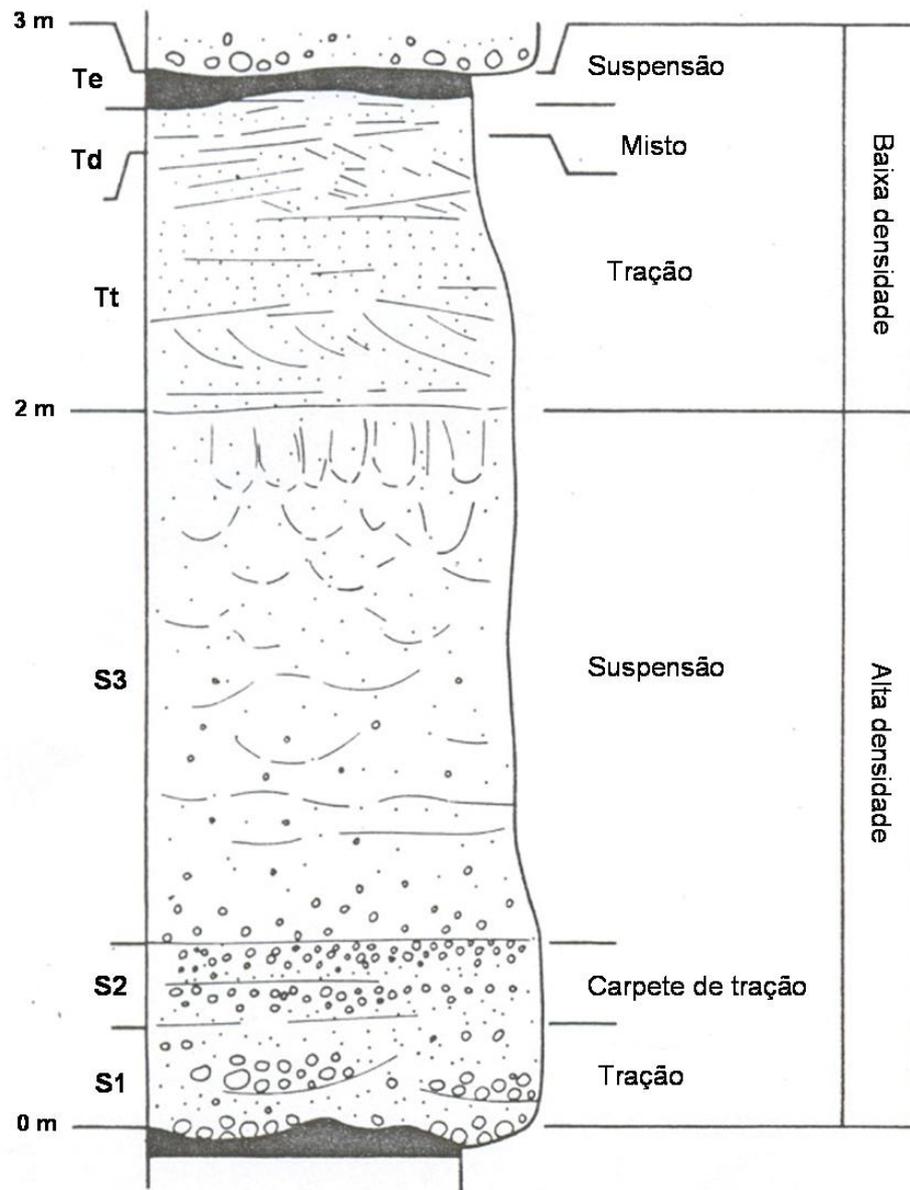


Figura 11. Depósito ideal de uma corrente de turbidez de alta densidade arenosa, mostrando as divisões iniciais S1-3, de alta densidade, e as divisões Tt e Td-e, de baixa densidade, depositadas nos estágios tardios. Modificada de Lowe (1982).

Mutti et al. (1999) propõem um arcabouço com oito fácies turbidíticas – F2 a F9 -, baseado em quatro populações de tamanho de grão: (1) matacões a seixos pequenos, (2) seixos pequenos a areia grossa, (3) areia média a areia fina, e (4) areia fina a lama. Fluxos de grande volume (como grandes escorregamentos) e de longa duração (como fluxos hiperpicnais gerados por cheias catastróficas) serão altamente eficientes, segregando desde a fácies F2, mais proximal, até a fácies F9, mais distal (Figura 12).

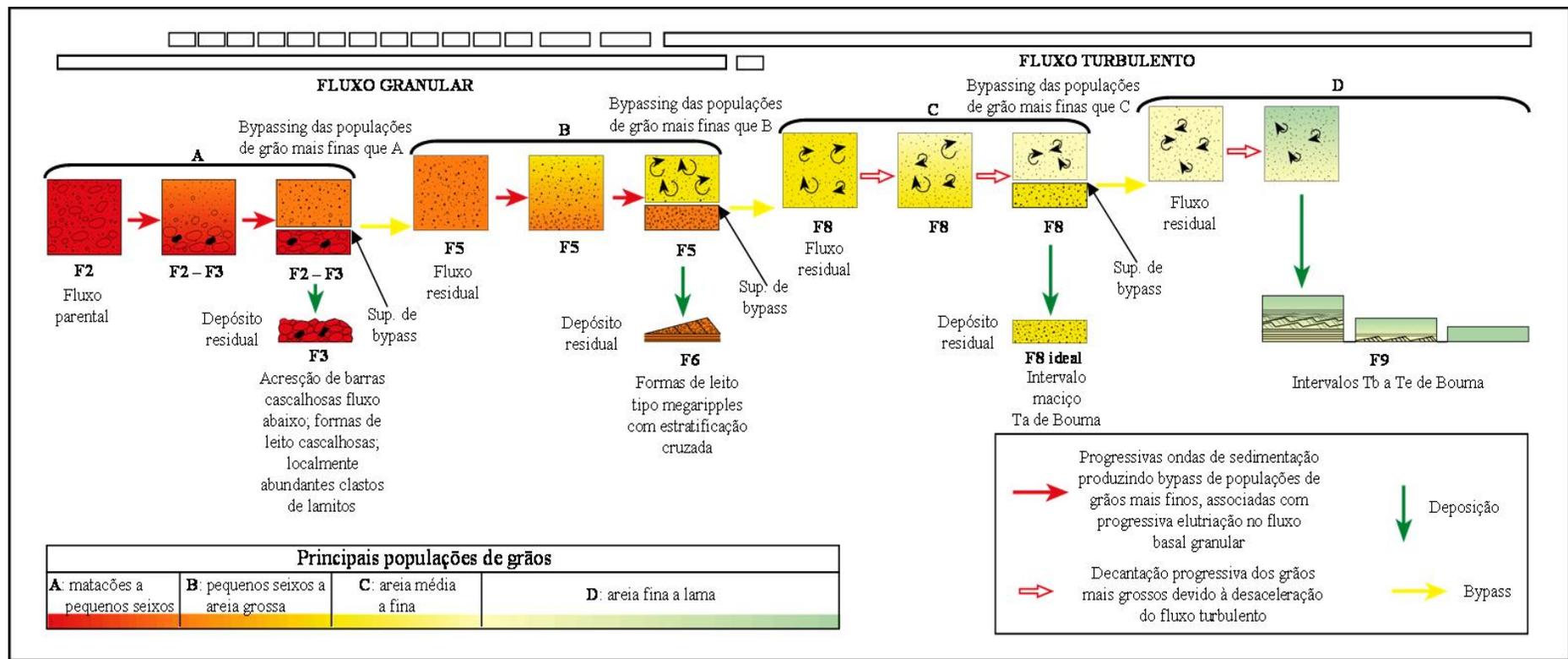


Figura 12. Arcabouço genético de fácies. Modificado de Mutti et al. (1999).

Mutti et al. (1999) consideram a corrente de turbidez um fluxo bipartido, com uma camada basal altamente concentrada e laminar, e uma camada superior mais diluída e totalmente turbulenta. Este conceito foi demonstrado experimentalmente por Postma et al. (1988) (Figura 13).

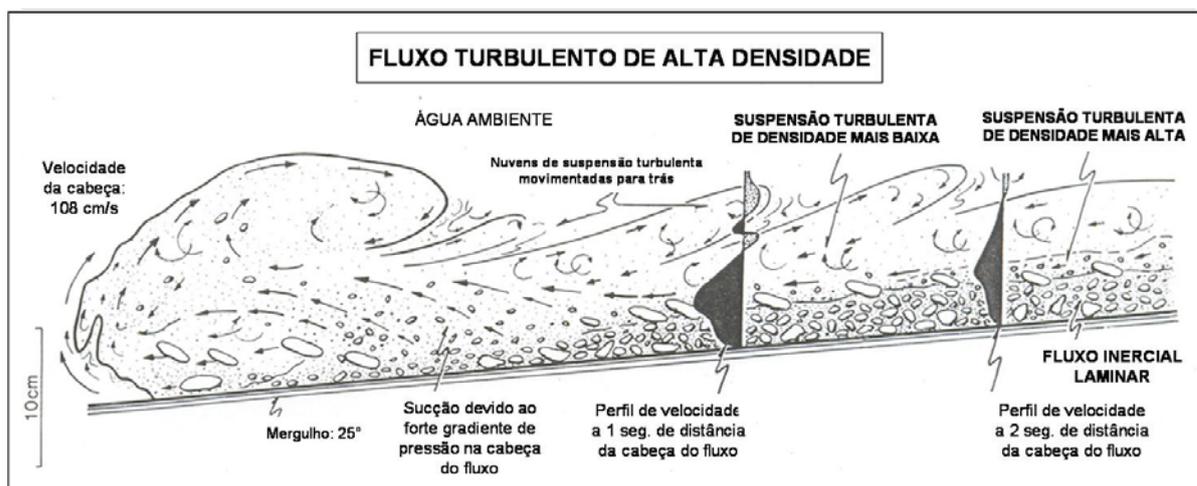


Figura 13. Desenho ilustrando um experimento em corrente de turbidez de alta densidade. Observar a bipartição do fluxo, em uma camada basal mais densa e não turbulenta (laminar) e uma camada superior, turbulenta. Modificado de Postma et al. (1988).

A fácies F2 é representada por paraconglomerados de matriz areno-lamosa, viscosa, que são praticamente fluxos de detritos. À medida que o fluxo vai incorporando água do meio, diminui a viscosidade da matriz, ocorre escape dos fluidos basais e os clastos maiores passam a decantar, resultando nos depósitos da fácies F3, constituídos por ortoconglomerados com seixos imbricados. Com a deposição destes sedimentos cascalhosos, o fluxo continua seu deslocamento mergulho abaixo, transportando na camada basal a população de seixos a areia grossa e no topo as populações de grãos mais finos, em suspensão turbulenta.

Se ocorrer escape total de fluidos da camada basal em movimento, será desenvolvido um fluxo muito turbulento na camada superior. Com o crescimento do atrito, seixos e grãos de areia grossa perdem a sustentação e decantam, sendo cisalhados na interface entre o leito e o fluxo turbulento acima, resultando na deposição de arenitos muito grossos, com seixos, apresentando laminação plano-paralela e gradação inversa nas lâminas. Estes depósitos são característicos da fácies F4.

Se ocorrer escape apenas parcial de fluidos da camada basal, a camada superior não desenvolverá turbulência acentuada e não conseguirá tracionar a camada basal impregnada de fluidos e finos, gerando arenitos grossos, maciços ou com estruturas de escape de fluidos,

representativos da fácies F5. Populações de mesmo tamanho de grão da fácies F5, mas que sofreram maior transporte corrente abaixo, apresentam maior escape de fluidos e “limpeza” dos finos, podendo ser retrabalhados pelo fluxo turbulento superior; gerando assim arenitos grossos a médios com estratificação cruzada-acanalada ou laminação plano-paralela, típicos da fácies F6.

Fluxo abaixo, já na região proximal dos lobos turbidíticos, onde ocorre tração da carga grossa na camada basal e decantação de areia média a fina da suspensão turbulenta superior, deposita-se a fácies F7, caracterizada por carpetes de tração arenosos milimétricos, alternando lâminas de areia grossa com lâminas de areia média a fina. Numa posição mais distal dos lobos, onde ocorre decantação (a altas taxas) de grãos arenosos finos da suspensão turbulenta, praticamente sem tração, depositam-se os arenitos da fácies F8, equivalentes ao intervalo Ta de Bouma. Na posição mais distal do fluxo, nas franjas dos lobos, deposita-se a fácies F9, formada durante os estágios tardios, depletivos e desacelerantes das correntes de turbidez. Neste estágio, a areia fina é depositada por processos de tração e decantação (apresentando laminação cruzada cavalgante), enquanto os grãos argilosos depositam-se por decantação, constituindo seqüências Tb-e de Bouma, sem o intervalo basal Ta.

Mulder & Cochonat (1996), estudando mais de 100 depósitos gravitacionais submarinos em sedimentos holocênicos e pleistocênicos ao redor do mundo, classificam os processos em três tipos principais: (1) movimentos gravitacionais de massa, onde o transporte é gerado somente pela gravidade; (2) fluxos plásticos, em que o fluxo é laminar e (3) correntes de turbidez, onde o movimento é turbulento.

Os autores dividem os movimentos gravitacionais de massa em (a) avalanches, (b) deslizamentos (*slides*) e (c) escorregamentos (*slumps*).

Deslizamentos e escorregamentos são divididos em simples e complexos.

Deslizamentos e escorregamentos simples são movimentos de massas coerentes de sedimentos, limitados em todos os lados por planos de falhas distintos. A estrutura interna do material permanece praticamente sem deformação durante o movimento, e o deslocamento é limitado. O plano de deslocamento geralmente é paralelo à estratificação. Os mecanismos de disparo mais comuns são terremotos e sobrecarga sedimentar. Para os autores, a diferença entre deslizamento e escorregamento é baseada na razão espessura (h)/comprimento(l) do corpo. Se a razão for menor que 0,15 o movimento será translacional, caracterizando um deslizamento; se a razão for maior que 0,33 o movimento será rotacional, caracterizando um escorregamento.

Complexos de deslizamentos e escorregamentos podem ser do tipo *overlapantes*, *sucessivos* ou em *dominó* (Figura 14). Deslizamentos e escorregamentos são chamados *overlapantes* se a superfície basal do corpo principal fundir-se com as superfícies basais dos escorregamentos *retrogradacionais* seguintes. Deslizamentos e escorregamentos serão *sucessivos* se eles levarem à instabilidade apenas da porção superior na retaguarda da escarpa principal, seguindo a zona de maior declividade. Escorregamentos *sucessivos* rasos são comuns em ambientes *deltaicos*. Deslizamentos e escorregamentos em *dominó* formam-se quando uma massa de sedimentos topograficamente mais elevada cai, induzindo ao movimento *mergulho* abaixo de uma segunda massa sedimentar *sotoposta*.

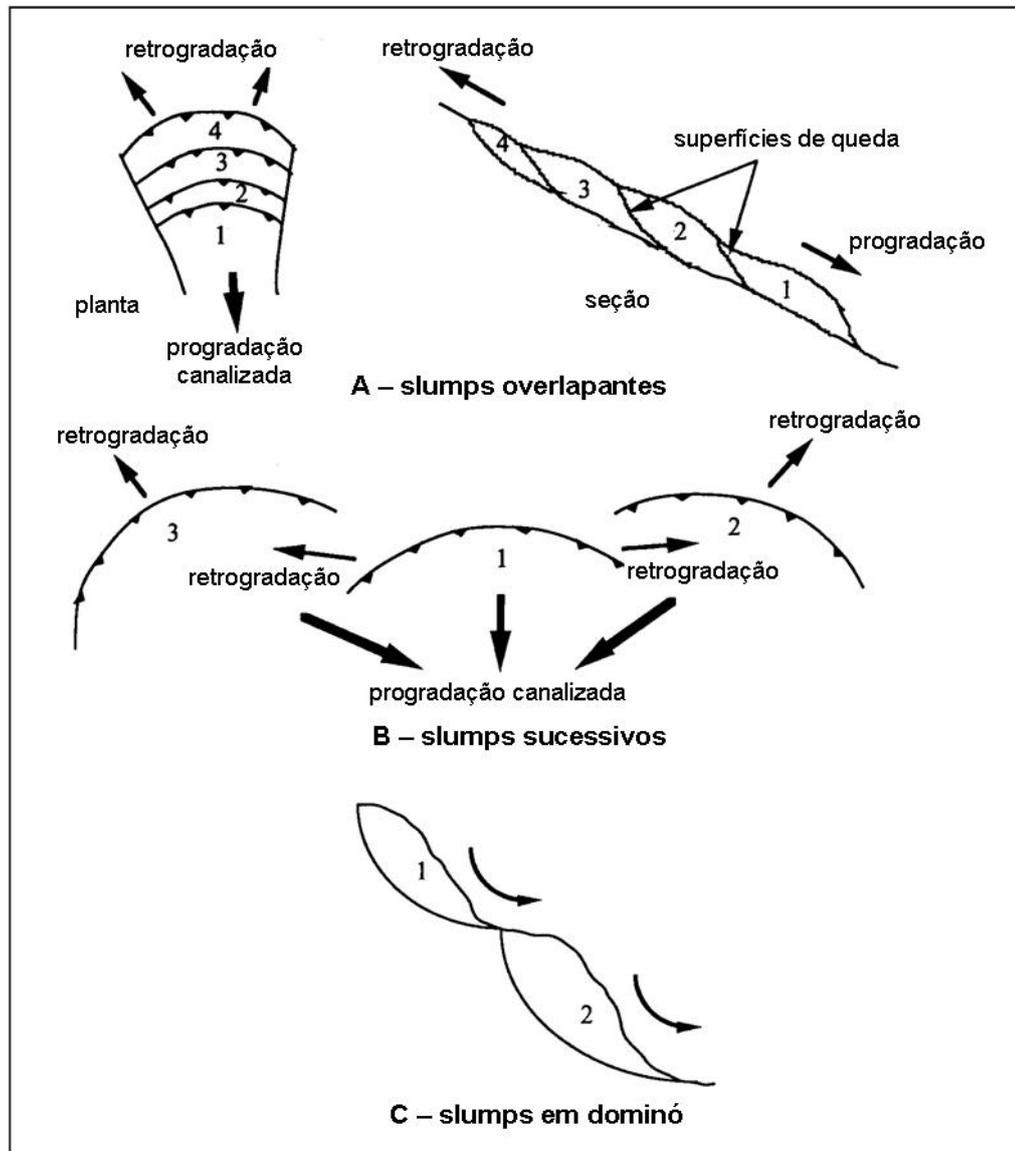


Figura 14. Classificação dos complexos de deslizamentos e escorregamentos, modificada de Mulder & Cochonat (1996).

Os fluxos plásticos dividem-se em fluxos de detritos e fluxos fluidizados e liquefeitos. Fluxos de detritos são fluxos plásticos em que a coesão da matriz é o principal mecanismo de suporte sedimentar (pressão dispersiva também pode ser um importante mecanismo). A matriz, consistindo de material coesivo, é dominada por silte e argila, sendo que concentrações até inferiores a 5% podem induzir à coesão. Fluxos de detritos geralmente produzem depósitos conglomeráticos com gradação inversa, raramente causando erosão do fundo.

Se o sedimento é suportado totalmente pela progressiva ejeção de fluido intersticial para cima, flutuando sobre o fluido, o fluxo é chamado de fluidizado. Por outro lado, se há uma mistura homogênea de fluido e sedimento, o fluxo é liquefeito. Neste caso, cada partícula é transportada pelo fluido intersticial, sendo que este não é ejetado. Fluxos liquefeitos são disparados por terremotos, grandes variações de maré ou ondas gigantes. No Delta do Mississipi, fluxos liquefeitos estão associados ao colapso de silte e areia causado por diapirismo de lama.

Para Mulder & Cochonat (1996), as correntes de turbidez dividem-se em correntes de turbidez de baixa densidade (sendo incluído o tipo particular gerado por fluxo hiperpicnal) e correntes de turbidez de alta densidade.

5 DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO DAS FÁCIES DEPOSICIONAIS E DEFORMACIONAIS

Com base na descrição detalhada, na escala 1:50, de cerca de 1200 metros de testemunhos provenientes de cinco poços do Campo de Jacuípe, foram definidas três fácies deposicionais - Fa a Fc – e seis fácies deformacionais – D1 a D6 - para a Formação Maracangalha na área de estudo.

5.1 Fácies Depositionais

As fácies deposicionais representam litotipos que podem estar presentes em corpos de fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos), refletindo as configurações deposicionais originais anteriores à ressedimentação; ou podem estar associadas a fluxos gravitacionais de sedimentos (turbiditos e fluxos de detritos) *in situ*, nas porções mais profundas da bacia.

5.1.1 Fácies A (Fa): Esta fácies é composta por arenitos pouco argilosos, muito finos a médios, geralmente apresentando na base um intervalo maciço de granulação fina a média, gradando para um intervalo com estratificação plano-paralela ou estratificação cruzada de baixo ângulo na porção média, que, por sua vez, grada para um intervalo com laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*), de granulação fina a muito fina (Figura 15). Esta seqüência nem sempre está completa, podendo ocorrer apenas um ou dois dos intervalos descritos (Figura 16). A fácies A está presente em 8,5 % dos testemunhos analisados (Tabela 1), geralmente em intervalos centimétricos, raramente métricos.

O intervalo basal, maciço, ocorre com espessuras variáveis entre 5 centímetros a pouco mais de um metro. Pode apresentar intraclastos lamosos de tamanho grânulo a seixos, geralmente sem orientação definida; embora ocorra, por vezes, laminação incipiente definida pela orientação destes intraclastos. Gradação normal pode estar presente, em alguns casos. Por vezes, em direção ao topo dos intervalos, ocorrem estruturas de escape de água do tipo prato. A base pode ser erosiva ou apresentar estruturas de carga.

O intervalo médio, de granulação fina a média, apresenta predominantemente estratificação plano-paralela e, secundariamente, estratificação cruzada de baixo ângulo. Por vezes, as lâminas que compõem os estratos apresentam microgradação normal e *sets* marcados por intraclastos tamanho grânulos e restos de vegetais carbonizados, conferindo uma coloração mais escura a este intervalo. Em alguns casos, as lâminas que compõem os estratos mostram-se rompidas, gradando para estruturas em prato.

Tabela 1

Fácies, litologias constituintes, estruturas sedimentares mais comuns, processos sedimentares ou de ressedimentação e percentual de ocorrência nos testemunhos analisados.

FÁCIES	LITOLOGIA	ESTRUTURAS	PROCESSOS/INTERPRETAÇÃO	%
Fa (Ta)	Arenitos finos a médios	Maciços ou com gradação normal	Decantação a partir de suspensões arenosas turbulentas de alta densidade	8,5
Fa (Tb)	Arenitos finos a médios	Estratificação plano-paralela	Tração em correntes de turbidez de baixa densidade	
Fa (Tc)	Arenitos muito finos a finos	Laminação cruzada cavalgante	Tração/suspensão em correntes de turbidez de baixa densidade	
Fb	Siltitos e folhelhos	Laminação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante	Principalmente processos de decantação nos estágios finais de correntes de turbidez de baixa densidade	6,9
Fc	Diamictitos	Orientação incipiente de seixos marcando pseudo-laminação	Fluxos de detritos coesivos, suportados pela força de coesão da matriz	9,7
D1	Arenitos finos a médios	Estruturas rúpteis, como falhas e fraturas	Distensão nas porções proximais de deslizamentos e escorregamentos	4,6
D2	Arenitos finos a médios	Pratos (<i>dishes</i>)	Fluidização horizontal e vertical	6,9
D3	Arenitos finos a muito finos	Bandamento milimétrico, dobramentos	Fluxo de fluidos horizontal e vertical ou cisalhamento na base de deslizamentos e escorregamentos	18,0
D4	Arenitos finos a muito finos	Bandamento centimétrico, dobramentos	Fluxo de fluidos horizontal, combinado com fluxo gravitacional mergulho abaixo	5,0
D5	Arenitos finos a conglom.	Feições de escape de fluidos do tipo bolhas e anzóis, gradação inversa	Processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos coesivos	33,0
D6	Ritmitos e arenitos finos	Dobramentos e feições de injeção de areia	Carga produzida por movimentos de massa subjacentes	7,4

O intervalo de topo apresenta granulação fina a muito fina e estruturas do tipo laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*). O topo pode ser gradacional para siltitos ou folhelhos laminados da fácies Fb.

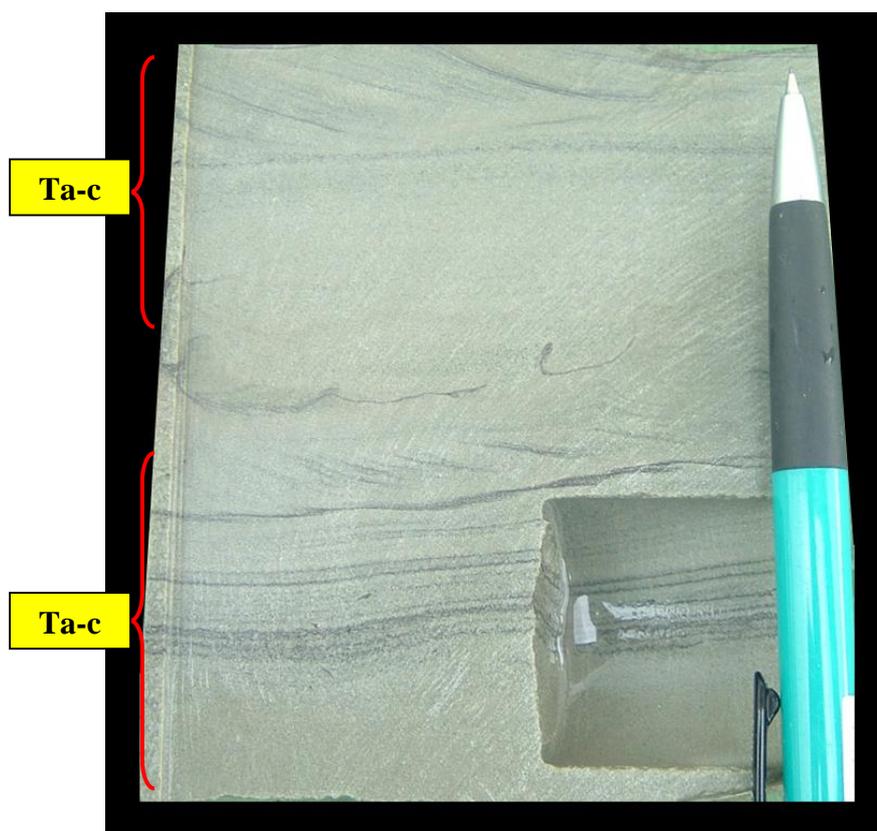


Figura 15. Fácies A. Arenito fino com duas seqüências completas, apresentado intervalo maciço na base, estratificação plano-paralela na porção média e laminação cruzada cavalgante no topo, representando seqüências Ta-c de Bouma.

Interpretação:

Para os intervalos maciços, a ausência de estruturas sedimentares e a predominância de grãos finos, aliadas à ocorrência de gradação normal, permitem a interpretação de que foram possivelmente depositados por decantação a partir de uma suspensão arenosa turbulenta de alta densidade, correspondendo à fácies F8 de Mutti et al. (1999), também equivalente ao intervalo Ta de Bouma (1962). De acordo com Lowe (1982), o intervalo Ta representa os depósitos distais das correntes de turbidez de alta densidade.

A ocorrência de bases erosivas e a presença de intraclastos lamosos, geralmente dispersos nos intervalos maciços, demonstram o caráter erosivo do fluxo turbidítico sobre o substrato (Bruhn, 1999).

No intervalo médio, a predominância de estratificação plano-paralela reflete estruturas sedimentares tracionais em condições de regime de fluxo superior. Já a estratificação cruzada de baixo ângulo representa um estágio transicional entre os regimes de fluxo superior e inferior. Deste modo, provavelmente estes intervalos são representativos dos

estágios iniciais de correntes de turbidez de baixa densidade, equivalentes ao intervalo Tb de Bouma e à fácies F9a de Mutti et al. (1999).

Estruturas sedimentares do tipo laminação cruzada cavalgante, representativas do intervalo superior, desenvolvem-se sob condições de regime de fluxo inferior, em que ocorrem processos tanto de tração quanto de decantação. Assim, provavelmente os arenitos mais finos de topo são representativos dos estágios iniciais a medianos de correntes de turbidez de baixa densidade, equivalentes ao intervalo Tc de Bouma e à fácies F9a de Mutti et al. (1999).

Quando completa, com os três intervalos, a Fácies A representa seqüências Ta-c de Bouma (Figura 15). Quando incompleta, pode apresentar seqüências Ta-b (Figura 16), Tb-c, ou mesmo com apenas um dos intervalos, como Ta, Tb ou Tc.

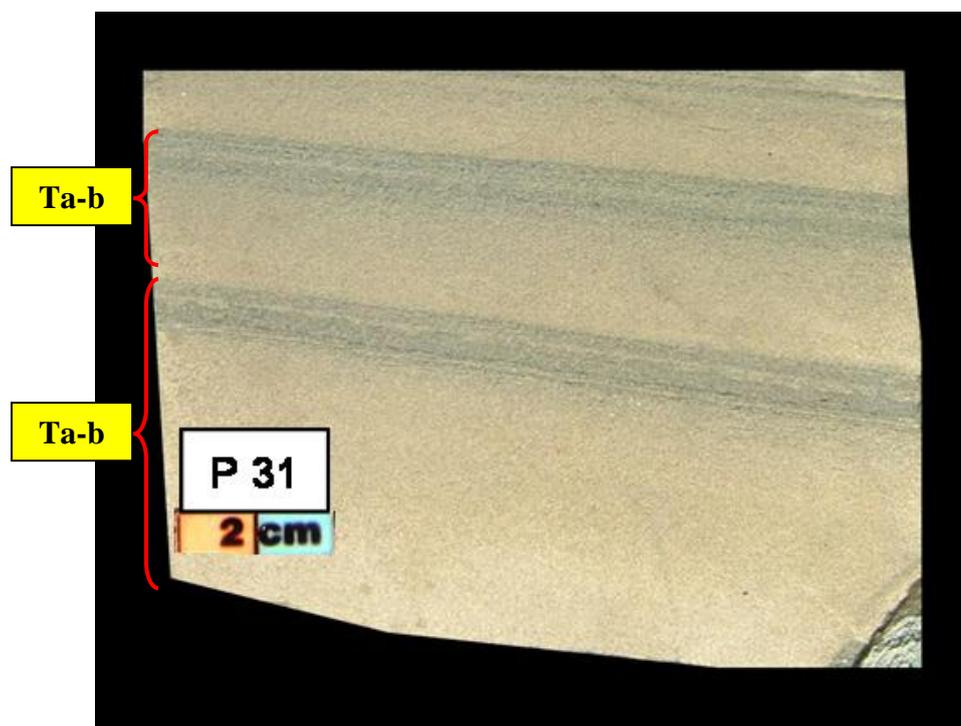


Figura 16. Fácies A. Arenito apresentando repetições de intervalos maciços na base (Ta), com coloração mais clara e intervalos com estratificação plano-paralela no topo, com coloração mais escura (Tb).

5.1.2 Fácies B (Fb): Ritmitos finamente acamadados, marcados pela alternância milimétrica de lâminas de silte (mais claras) e argila (mais escuras). As lâminas argilosas podem apresentar, por vezes, laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) (Figura 17). Também pode ocorrer na forma de folhelhos maciços, sem intraclastos. Sua espessura varia desde intervalos centimétricos até pacotes com cerca de 10 metros. O contato com as

litofácies sobrepostas é geralmente abrupto e plano; com as litofácies sotopostas pode ser gradacional, por vezes. A fácies Fb compreende 6,9 % dos testemunhos descritos (Tabela 1).

Interpretação:

Os siltitos e folhelhos laminados, refletindo processos de decantação com algumas estruturas trativas, provavelmente representam os estágios finais da deposição de uma corrente de turbidez de baixa densidade, desacelerante, e seriam equivalentes ao intervalo Td de Bouma (Lowe, 1982). Quando sobrepostos em contato gradacional com os arenitos da Fácies A, podem constituir seqüências Ta-d de Bouma.

Já os folhelhos maciços provavelmente representam a sedimentação de *background* lacustre da área, pelágica/hemipelágica, correspondentes ao intervalo Te de Bouma.

Bruhn (1999) interpreta que os folhelhos “blocosos” (maciços) do Mb. Gomo da Fm. Candeias, no Campo de Fazenda Bálsamo, representam a sedimentação de *background*, em um ambiente lacustre profundo, calmo e pobremente oxigenado (ausência de traços fósseis).



Figura 17. Fácies Fb. Ritmito marcado pela alternância milimétrica de finas lâminas de silte, mais claras, e argila, mais escuras.

5.1.3 Fácies C (Fc): Diamictito com matriz síltica, cinza-escura, apresentando níveis intraclásticos de grânulos a seixos de folhelho achatados, por vezes com orientação horizontal marcando uma pseudo-laminação (Figura 18). Mais raramente ocorrem seixos e grânulos extrabaciais, sub-arredondados. Geralmente os seixos são menores que 1 cm, porém podem atingir até 6 cm de diâmetro. Não é rara a ocorrência de fragmentos escuros de vegetais. Podem ocorrer porções de areia segregada, na forma de bandas deformadas, ou representadas

por arenitos finos a muito finos, escuros, com intraclastos lamosos milimétricos a centimétricos orientados, definindo uma laminação horizontal incipiente (Figura 19).

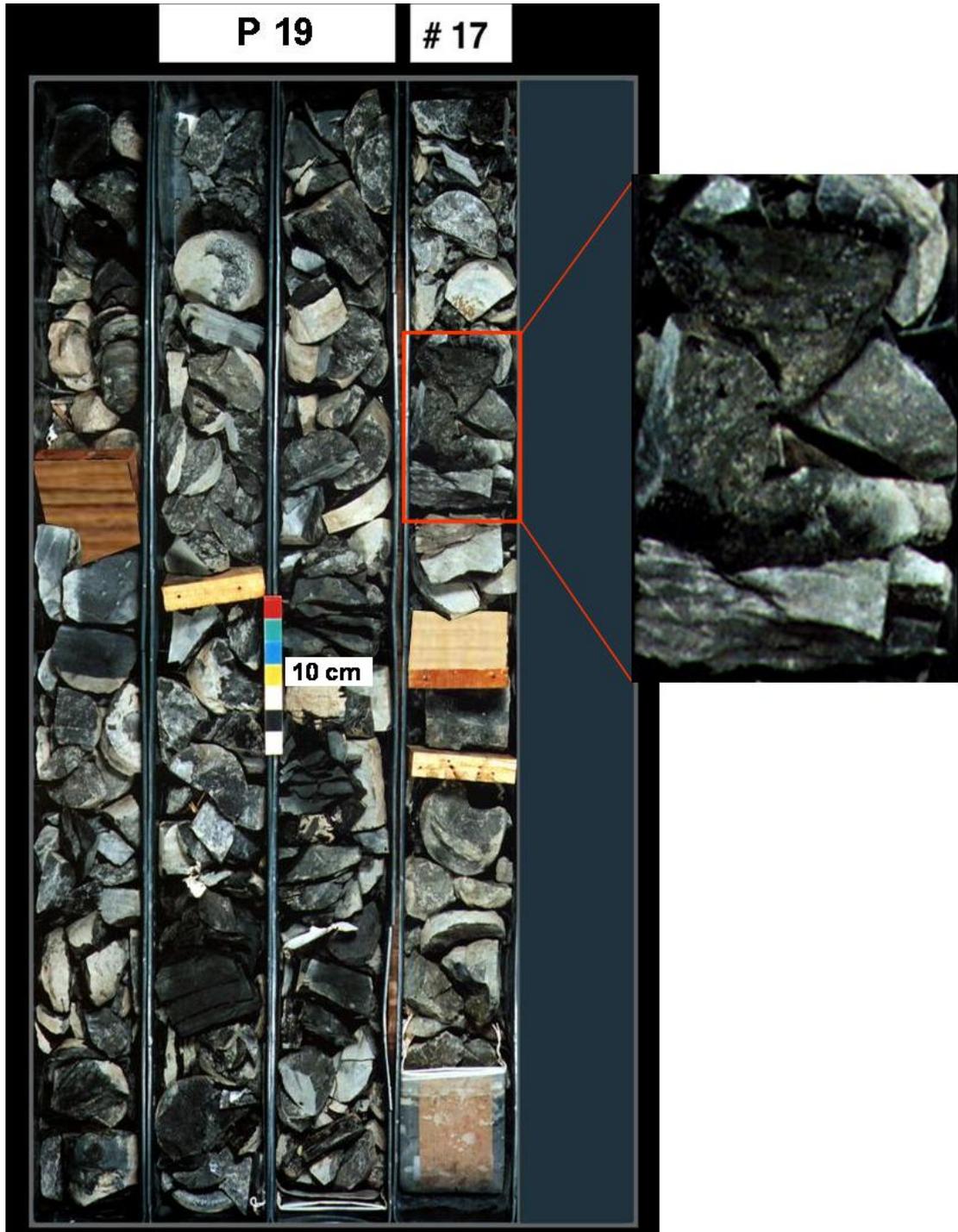


Figura 18. Fácies Fc. Foto de conjunto de testemunho, ilustrando os diamictitos. No detalhe, observar os clastos.



Figura 19. Fácies Fc: Arenito fino com intraclastos lamosos orientados, definindo uma laminação incipiente.

Apresenta-se normalmente com espessuras métricas, podendo atingir mais de 10 metros. No caso das porções arenosas, ocorre como camadas centimétricas, raramente atingindo espessuras métricas. Quando esta fácies não apresenta intraclastos bem visíveis, pode ser de difícil distinção com os folhelhos maciços da Fácies Fb. A fácies Fc ocorre em 9,7 % dos testemunhos analisados (Tabela 1), associando-se com mais frequência às litofácies mais argilosas, como a D5 ou a Fb (folhelhos).

Interpretação:

A ausência quase que completa de qualquer laminação ou acamadamento interno e a presença de intraclastos lamosos, geralmente sem orientação, imersos em matriz fina, sugerem que esta fácies foi depositada pela ação de fluxos de detritos coesivos, nos quais o principal mecanismo de suporte de grãos é a força de coesão da matriz (Stow et al., 1996; Mulder & Cochonat, 1996). A pseudo-laminação, marcada pela orientação horizontal dos intraclastos, é gerada por cisalhamento de fluxo em fluxos de detritos (Shanmugam & Moiola 1995). Schnellmann et al. (2005) descrevem lamitos conglomeráticos (fluxos de detritos),

com intraclastos achatados de folhelho, caracterizando uma certa orientação, similar à observada nas porções arenosas desta fácies.

5.2 Fácies Deformacionais

As fácies deformacionais compreendem litotipos que sofreram algum tipo de deformação, seja ela rúptil (falhas, fraturas), dúctil (dobras, *thrusts*) ou pela ação de escape de fluidos; causada pelo transporte de sedimentos mergulho abaixo, durante os processos de ressedimentação – deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos.

5.2.1 Fácies D1: Compreende as fácies deposicionais Fa e Fb com deformação predominantemente rúptil, na forma de falhas e fraturas (Figuras 20 e 21). As falhas são normais, sendo que geralmente ocorre um plano inclinado (próximo ou maior que 45° de mergulho), mais extenso, sobre o qual assentam-se pequenas falhas subverticais de até 5 cm de extensão, com espaçamento em torno de 2 a 3 cm. Os rejeitos são de, no máximo, 2 cm de espessura. Geralmente apresenta camadas métricas, com espessuras de até 18 metros de arenitos “limpos”, pouco argilosos. Cerca de 4,6 % dos testemunhos descritos são compostos por esta fácies (Tabela 1).

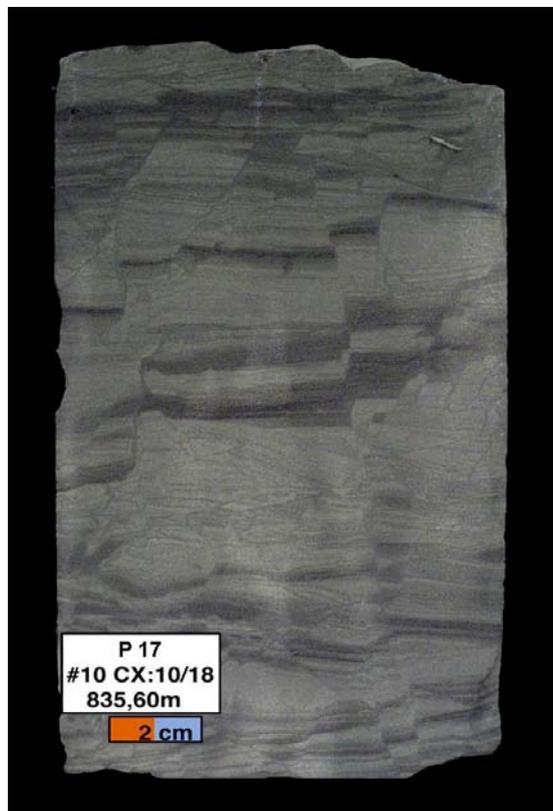


Figura 20. Fácies D1. Arenito muito fino apresentando intensa deformação rúptil.

Interpretação:

As falhas que caracterizam esta fácies são tipicamente não-pervasivas, isto é, estão restritas aos intervalos métricos da fácies D1, não afetando as camadas sotopostas e sobrepostas. Deste modo, interpreta-se que a gênese destas falhas é contemporânea ao processo de ressedimentação, originada nas porções proximais de deslizamentos ou escorregamentos (Stow et al., 1996), descartando-se uma origem pós-deposicional. Por ter granulação um pouco mais grossa, a litofácies Fa tende a ser mais afetada pela deformação rúptil.



Figura 21. Fácies D1. Arenito com seqüências Ta-b de Bouma, apresentando deformação rúptil na forma de falhas. Originalmente representava os intervalos da Fácies A.

5.2.2 Fácies D2: Arenitos finos a médios, com laminações escuras milimétricas, crenuladas, que apresentam porções com concavidade bem marcada para cima, caracterizando estruturas de escape de fluidos do tipo prato (*dish*). A largura dos pratos varia entre 0,5 e 2,0 cm. As laminações escuras repousam sobre bandas mais claras, milimétricas a centimétricas, com até 2 cm de espessura (Figuras 22 e 23). Esta fácies ocorre geralmente em pacotes que podem atingir até mais de 10 metros de espessura, em freqüente associação com as fácies D3 e D5. A fácies D2 está presente em 6,9 % do total testemunhado nos poços do campo (Tabela 1), ocorrendo de maneira mais abundante no poço P19, no intervalo 2070-2140 m.

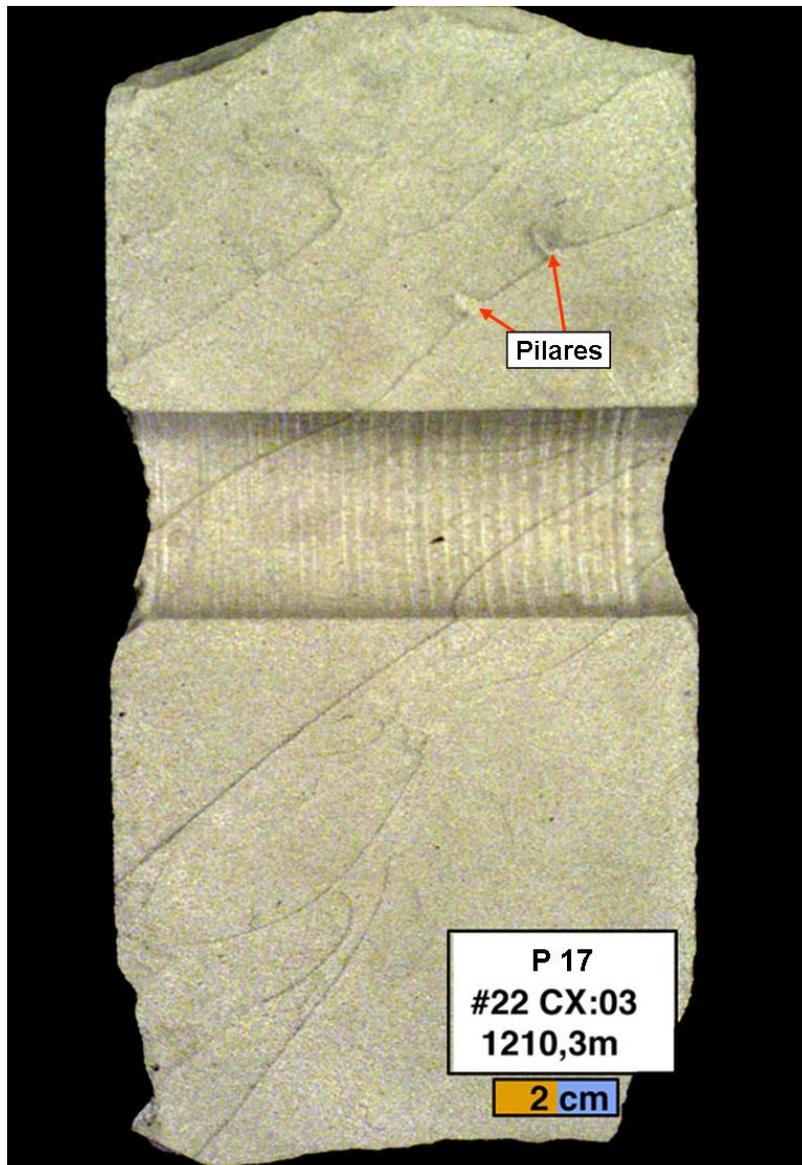


Figura 22. Fácies D2. Arenito com estruturas em prato (*dish*) incipientes. Observar o estágio inicial da formação de pilares (*pipes*).

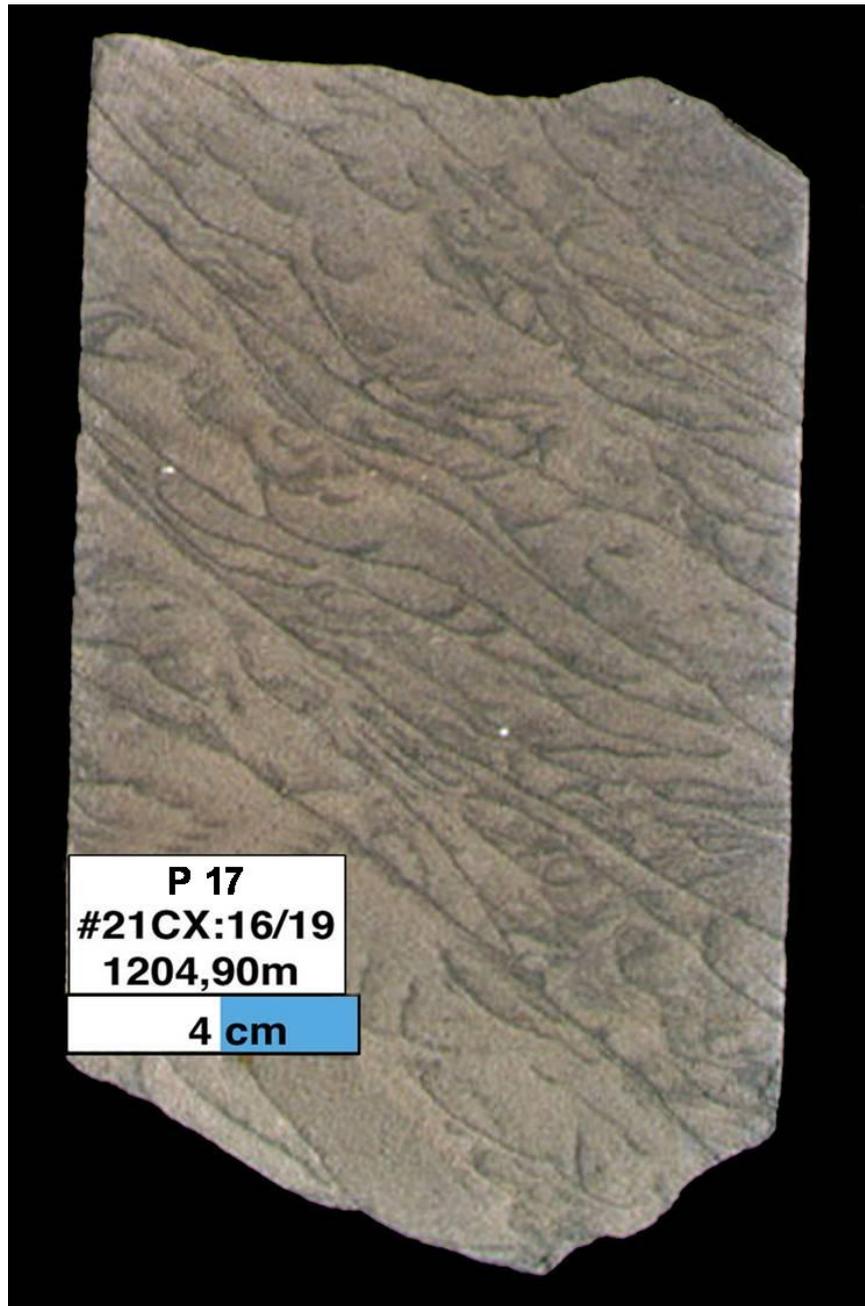


Figura 23. Fácies D2. Arenito com estruturas em prato (*dish*) em estágio avançado. Observar maior concentração dos pratos para o topo do intervalo.

Interpretação:

Lowe e LoPiccolo (1974) e Lowe (1975) explicam a gênese das estruturas em prato por escape de água. Grãos hidrodinamicamente mais móveis, especialmente argilas, micas e grãos mais finos de quartzo e feldspato fluiriam ao longo de canais horizontais, geralmente sob laminações impermeáveis ou semi-permeáveis, concentrando-se na porção superior deste fluxo horizontal e formando laminações escuras de consolidação. Em locais onde a pressão confinante e a compactação são menores, o escape de água tende a criar mais facilmente rotas verticais menos espaçadas através das barreiras de permeabilidade – os pilares (*pipes*). A

subsidência sobre a porção central de cada trajetória de fluxo horizontal (entre os pilares) é maior porque a maior parte do sedimento sobrejacente foi removida durante a fluidização horizontal. As laminações de consolidação assim resultantes, com terminações curvas para cima, são chamadas de estruturas em prato. Nichols et al. (1994), através de experimentos com fluidização, demonstram a gênese de estruturas em prato e pilar.

5.2.3 Fácies D3: Arenitos finos a muito finos, apresentando laminação milimétrica horizontal a subhorizontal, marcando alternância de lâminas claras e escuras, corrugadas e descontínuas (Figura 24). As lâminas podem se apresentar inclinadas e até dobradas. Em alguns casos conservam resquícios de laminações cruzadas cavalgantes (intervalo superior da Fácies A), totalmente deformadas. As lâminas deformadas podem gradar para estruturas em prato incipientes. Comumente ocorrem tubos verticais milimétricos (pilares), regularmente espaçados, cortando transversalmente as laminações (Figura 25). Por vezes estes pilares interrompem-se abruptamente contra um plano de laminação. Ocorre em camadas centimétricas a métricas, podendo atingir até 12 metros de espessura. Associa-se mais frequentemente com as fácies D2 e D5. A fácies D3 perfaz 18,0 % dos testemunhos descritos (Tabela 1).



Figura 24. Fácies D3. Arenito muito fino apresentando alternância de lâminas milimétricas claras e escuras, corrugadas e descontínuas.

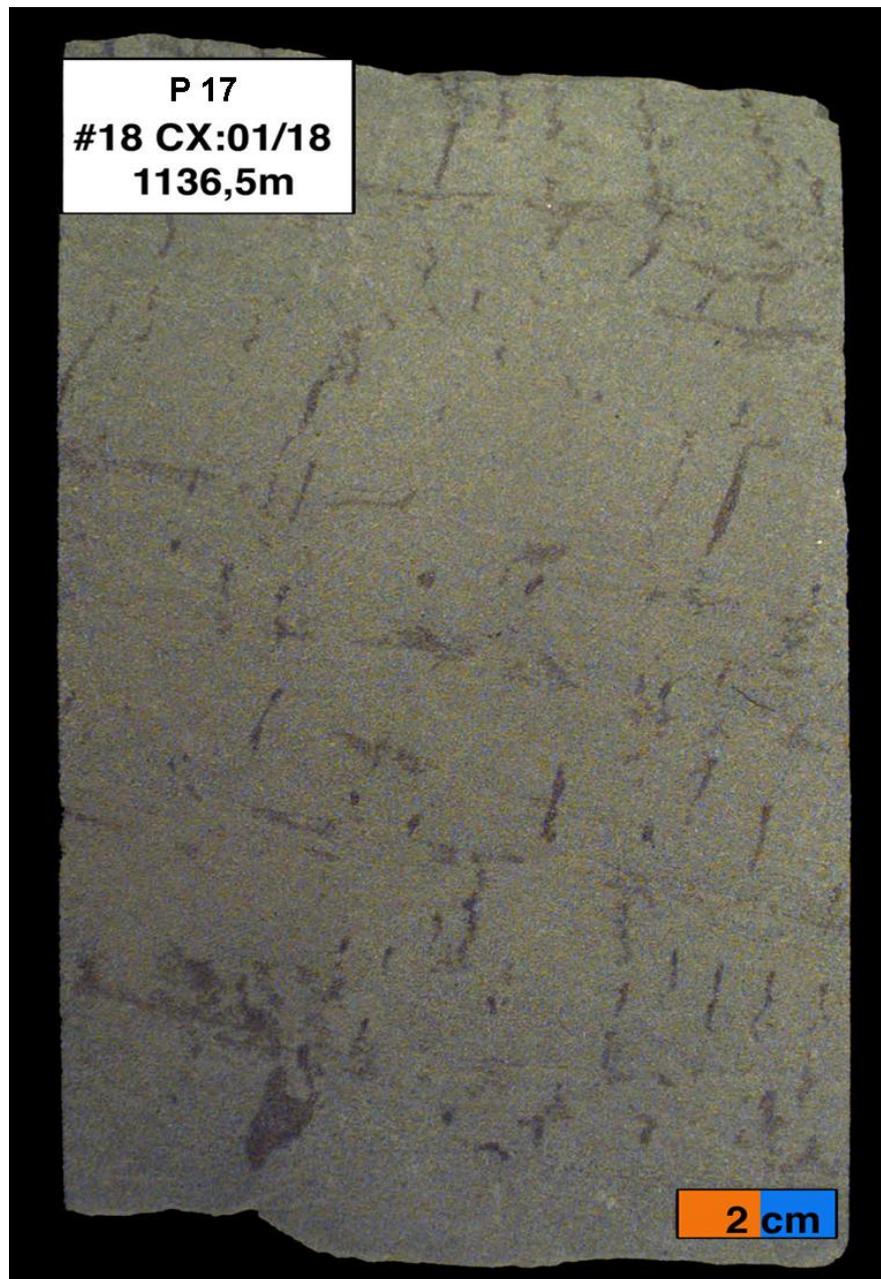


Figura 25. Fácies D3. Arenito muito fino apresentando laminações incipientes, interrompidas por estruturas do tipo pilar.

Interpretação:

Esta fácies apresenta laminações escuras de consolidação (Lowe, 1975) repousando sobre algumas lâminas claras (Figura 24) e também abundantes pilares e pratos incipientes, sugerindo a ação de fluxo de fluidos, tanto horizontal quanto vertical (Lowe, 1975). Originalmente esta fácies poderia corresponder aos estratos plano-paralelos da Fácies Fa, ou

até às laminações cavalgantes desta mesma fácies, deformados posteriormente pelo escape de fluidos.

Outra hipótese para a gênese desta fácies seria foliação causada por cisalhamento de fluxo em movimentos de massa (deslizamentos/escorregamentos). Segundo Caddah et al. (1994), laminações podem ser formadas pelo movimento diferencial entre o topo e a base do corpo em escorregamento, causando forte estiramento das estruturas originalmente presentes, levando à reorientação das partículas. No caso da fácies D3, as estruturas originais seriam as estratificações plano-paralelas e as laminações cruzadas cavalgantes. Piper et al. (2004) descrevem foliação horizontal e zonas de cisalhamento subhorizontais na base de blocos de deslizamentos da Fm. Missisauga, Cretáceo Inferior da Scotian Basin, Canadá.

5.2.4 Fácies D4: Arenitos finos a muito finos, com alternância de bandas claras e escuras, contínuas, milimétricas a centimétricas (Figuras 26 a 29). As bandas claras e escuras podem ser de igual espessura ou apresentarem espessuras distintas. As bandas podem se apresentar deformadas por dobras convolutas ou até recumbentes (Figura 29). Por vezes observam-se estruturas de carga no contato entre a banda clara superior e a banda escura sotoposta (Figura 28). Estruturas do tipo pilar são comuns (Figura 26). Geralmente ocorre em camadas centimétricas, podendo atingir espessuras métricas. Esta fácies ocorre em 5,0 % dos intervalos testemunhados (Tabela 1).

Interpretação:

Uma hipótese bastante plausível para a origem do bandamento centimétrico é a ação de fluxo de fluidos horizontal, similar ao proposto por Lowe (1975).

Nos locais onde a pressão confinante e a compactação são maiores, o escape de água pode fluir horizontalmente por longas distâncias sob as laminações impermeáveis ou semi-permeáveis, até os pontos onde ocorram discontinuidades que permitam a ascensão vertical (pilares). Os grãos mais móveis concentram-se então sob cada laminação confinante, tornando-a mais escura. Esta laminação mais escura tende a repousar sobre uma banda mais clara, através da qual processou-se o fluxo horizontal, “limpando-a” dos grãos mais móveis. Deste modo, o fluxo horizontal origina uma alternância de bandas claras e escuras.

A ocorrência de bandas inclinadas e dobradas sugere a ação de estruturas de fluxo causadas por movimentos de massas sedimentares mergulho abaixo, possivelmente nas porções mais distais, onde predominam os processos deformacionais dúcteis.

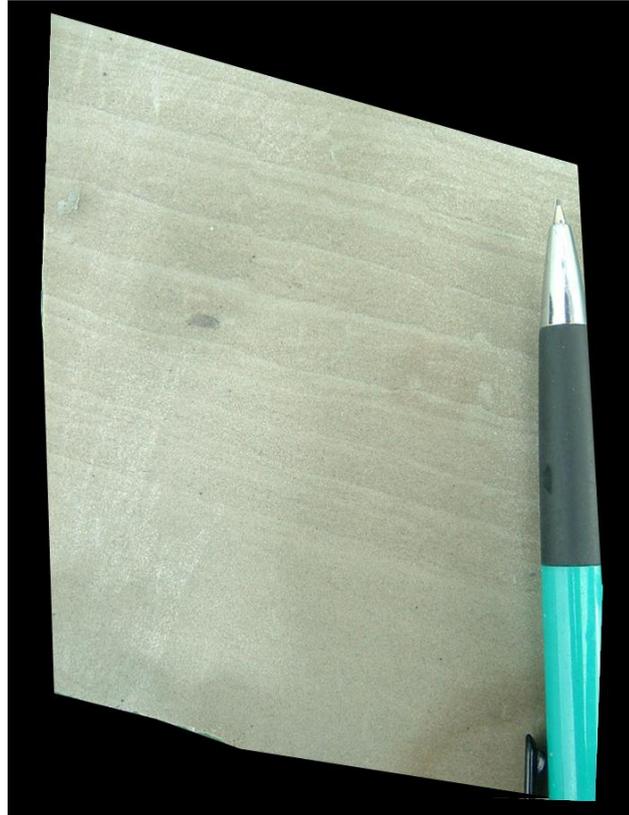


Figura 26. Fácies D4. Arenito apresentando alternância de bandas claras e escuras, contínuas, milimétricas a centimétricas. Observar *pipes* incipientes.

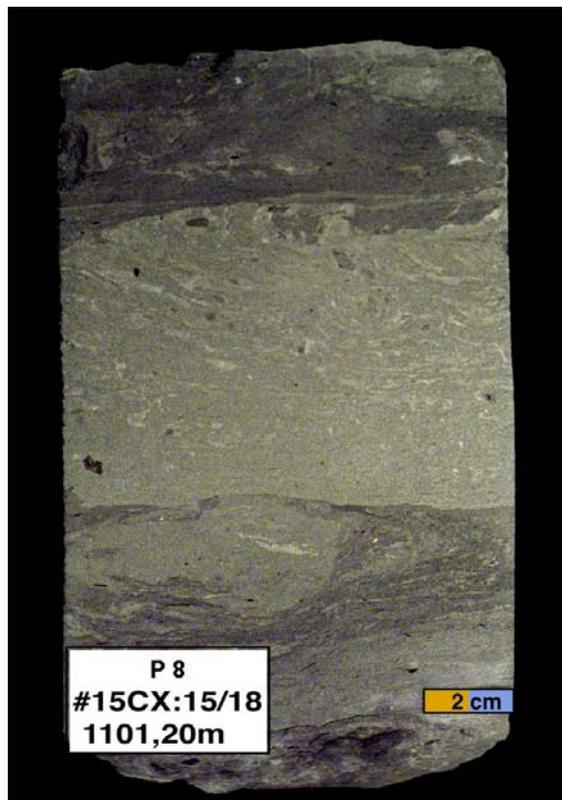


Figura 27. Fácies D4. Arenito com bandas bem definidas, apresentando abundantes estruturas de escape de fluidos.



Figura 28. Fácies D4. Arenito bandado com estruturas de carga no topo de uma banda escura.



Figura 29. Fácies D4. Arenito bandado com dobras recumbentes.

5.2.5 Fácies D5: Arenitos finos, cinzentos, com bandas ou lâminas claras rompidas e irregulares, formando feições em “anzol”, de bolhas e de escape de fluido irregulares e sem espaçamento definido (Figura 30). Por vezes apresenta-se conglomerática, com seixos e grânulos de pelito intraformacional de até 9 cm de diâmetro, imersos em matriz arenosa fina (Figura 31). Quando conglomerático, pode apresentar gradação inversa dos clastos e, por vezes, certa orientação dos clastos. Por vezes pode-se observar um bandamento incipiente, marcado pela alternância de porções conglomeráticas, mais escuras, refletindo maior teor de argila, e porções mais “limpas”, claras, onde predominam as estruturas de escape de fluidos. Normalmente apresenta-se em camadas métricas, podendo atingir grandes espessuras, de até 200 metros (poço P8). Ocorre associada com mais frequência às fácies D2 e D3. A fácies D5 é a que ocorre com maior frequência nos testemunhos analisados, totalizando 33,0 % (Tabela 1).



Figura 30. Fácies D5. Arenito fino com bandas claras rompidas, formando feições de bolhas e anzóis. Na base conserva resquícios do bandamento da fácies D4.

Interpretação:

A ausência quase que completa de estruturas originais, mantendo apenas resquícios de bandas irregulares e rompidas (originalmente Fácies D4) ou lâminas rompidas (originalmente Fácies D3), permite a interpretação de que a fácies D5 é resultado da ação de processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos (Stow et al., 1996), com muito escape de fluidos.

Os níveis conglomeráticos, que inclusive apresentam gradação inversa em alguns casos, provavelmente foram depositados por fluxos de detritos coesivos, onde o mecanismo de suporte dos grãos é a coesão da matriz e a fluatibilidade. A ocorrência de clastos orientados reforça a interpretação de condições de fluxos laminares, comuns aos fluxos de detritos coesivos (Shanmugam & Moiola, 1995).

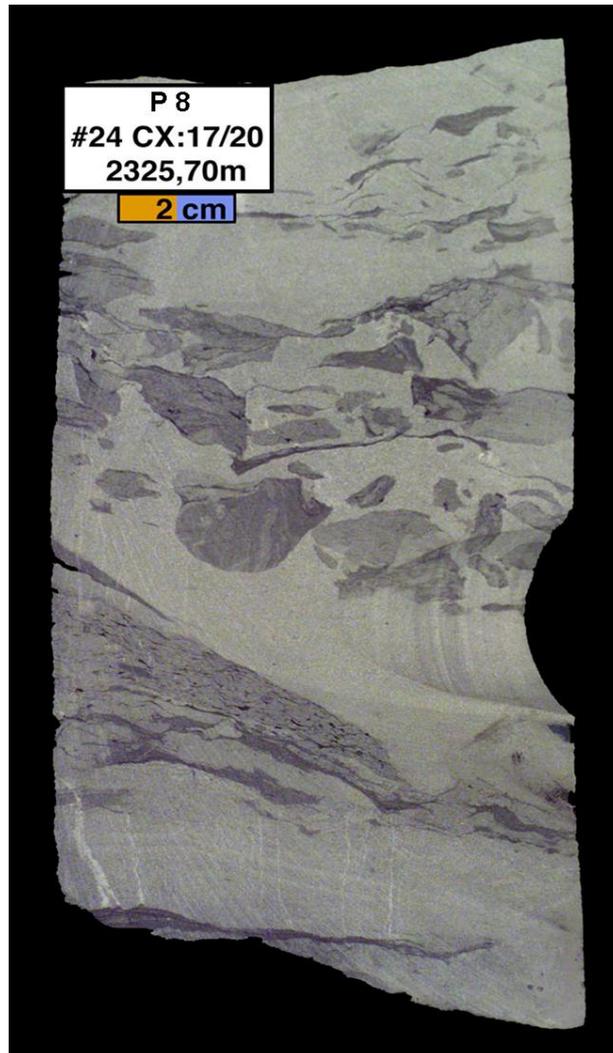


Figura 31. Fácies D5. Arenito conglomerático, apresentando seixos de lamito intraformacional com incipiente orientação.

5.2.6 Fácies D6: Ritmitos siltito/folhelho (Fácies Fb) intercalados com camadas milimétricas a centimétricas de arenitos, apresentando intensa deformação, na forma de dobramentos e feições de injeção de areia para dentro dos ritmitos (Figura 32). Varia de espessura desde camadas centimétricas até camadas métricas, com mais de 10 metros de espessura. Esta fácies ocorre em 7,4 % dos testemunhos (Tabela 1).

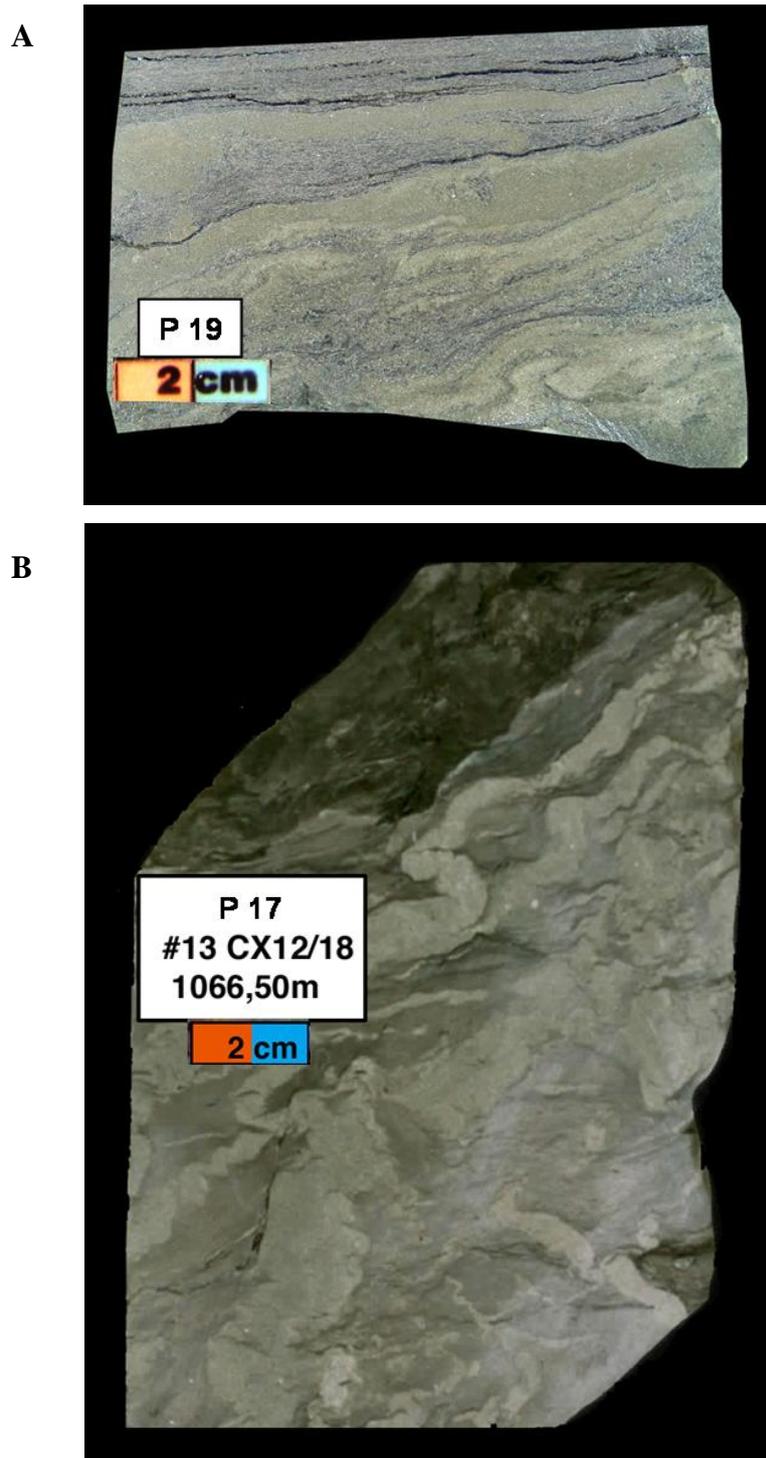


Figura 32. Fácies D6. A: Estágio inicial de deformação de ritmitos, que apresentam camadas dobradas. B: Estágio deformacional mais avançado, com feições de injeção de areia para dentro dos folhelhos.

Interpretação:

A gênese desta fácies está possivelmente ligada à deformação compressional de camadas turbidíticas baciais de baixa densidade, de maneira similar à proposta por Schnellmann et. al. (2005), por sobrecarga de depósitos de deslizamentos, escorregamentos ou fluxos de detritos. Piper et al. (2004) também relatam deformação de sedimentos lamosos como resultado da carga de espessos pacotes de arenito sobre lamas inconsolidadas.

As feições de injeção de areia provavelmente estão geneticamente relacionadas à carga produzida por movimentos de massa sobrejacentes (Shanmugam et al., 1994).

6 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

As fácies que apresentam características estruturais e genéticas semelhantes foram agrupadas em conjuntos, denominados associações de fácies. Deste modo, cada uma das cinco associações de fácies descritas a seguir representa o registro de um determinado tipo de movimento gravitacional, ou da sedimentação de *background* lacustre da área.

6.1 Associação de Fácies I (AfI)

Esta associação engloba as litofácies Fb (ritmitos), Fc (diamictitos) e a fácies deformacional D6. A AfI representa 17,0 % de todos os testemunhos analisados (Tabela 2).

Tabela 2

Associações de fácies, fácies deposicionais/deformacionais presentes, espessuras e dimensões dos corpos, interpretação dos processos/ambientes e percentual de ocorrência nos testemunhos analisados

ASS. DE FÁCIES	FÁCIES PRESENTES	ESPESSURA	COMP. X LARG. (km)	GR (g API)	AMBIENTE DEPOSICIONAL	%
AfI	Fb, Fc, e D6	Média de 100 m	-	70 a 90	Sedimentação de <i>background</i> lacustre	17,0
AfII	D1, Fa e Fb	50 a 200 m	Até 2,0 x 1 a 1,5	25 a 35	Deslizamentos ou porções proximais de escorregamentos	5,8
AfIIIa	Fa, Fb, D2, D3, D4, D5 e D6	25 a 180 m Média de 60 m	Até 2,0 x 1,0 (média)	30 a 60	Corpos de escorregamentos ou porções distais de deslizamentos	60,0
AfIIIb	Fa, Fb, D2, D3, D4 e D6	50 a 350 m	Até 3,0 x Até 2,5	30 a 45 (arn.) 65 a 75 (flh.)	Turbiditos ou escorregamentos	
AfIV	D5 e D6	125 a 520 m Média de 350 m	1,5 x 1,0	60 a 75	Estágio intermediário entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos	17,2

A Associação de Fácies I está presente ao longo de toda a seção sedimentar da Formação Maracangalha, formando pacotes com espessura média em torno de 100 metros, podendo atingir mais de 500 metros; intercalados aos corpos arenosos das demais associações de fácies (Figuras 50 a 67). Cabe aqui ressaltar que, como intervalos pelíticos não apresentam maior interesse como reservatórios, não há intervalos muito espessos testemunhados desta associação de fácies.

Todas as figuras de seções sísmicas utilizadas para representar as associações de fácies estão com sua localização ilustrada na Figura 33. A localização das seções estratigráficas e das seções sísmicas correspondentes a estas está representada na Figura 49.

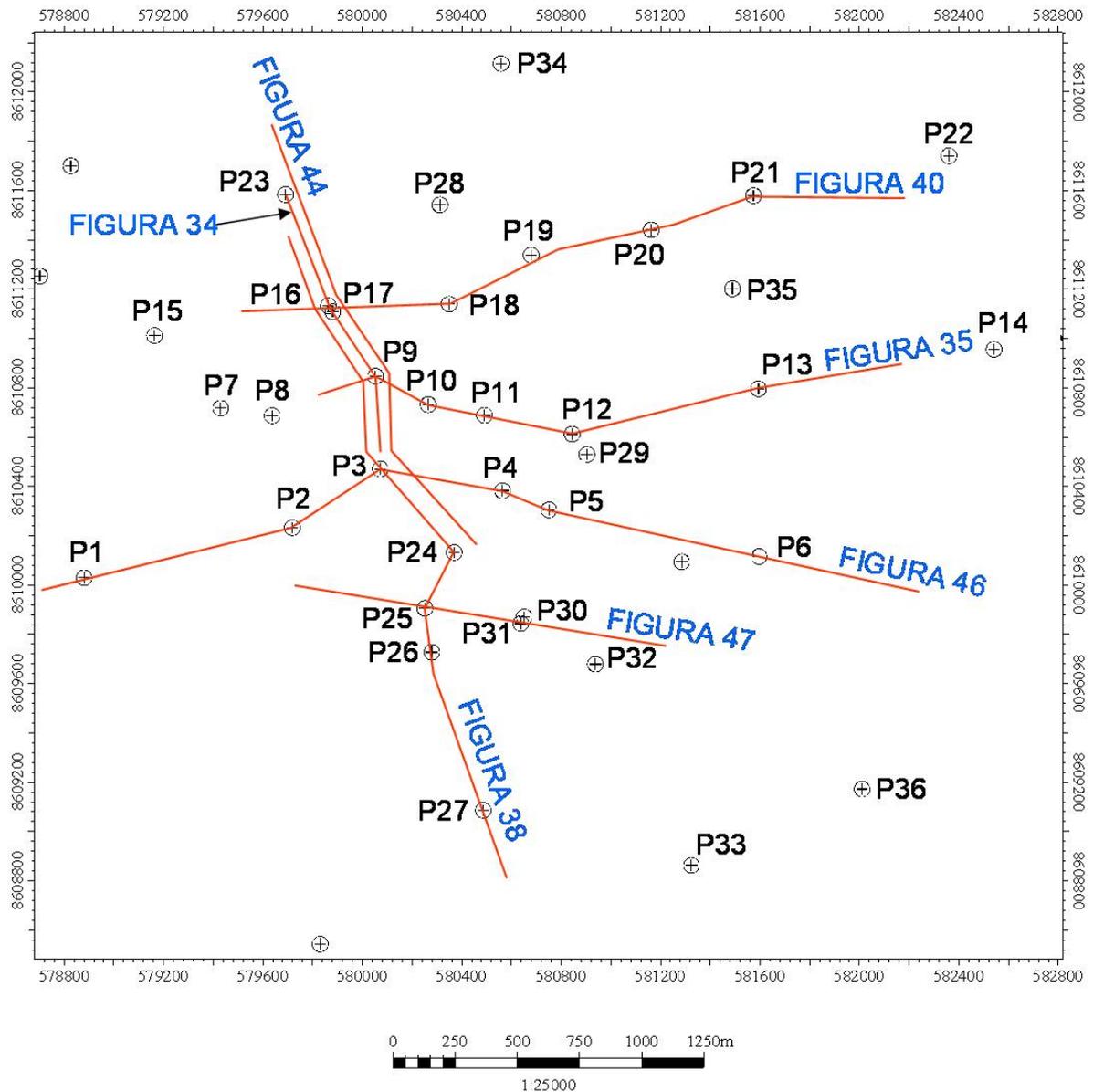
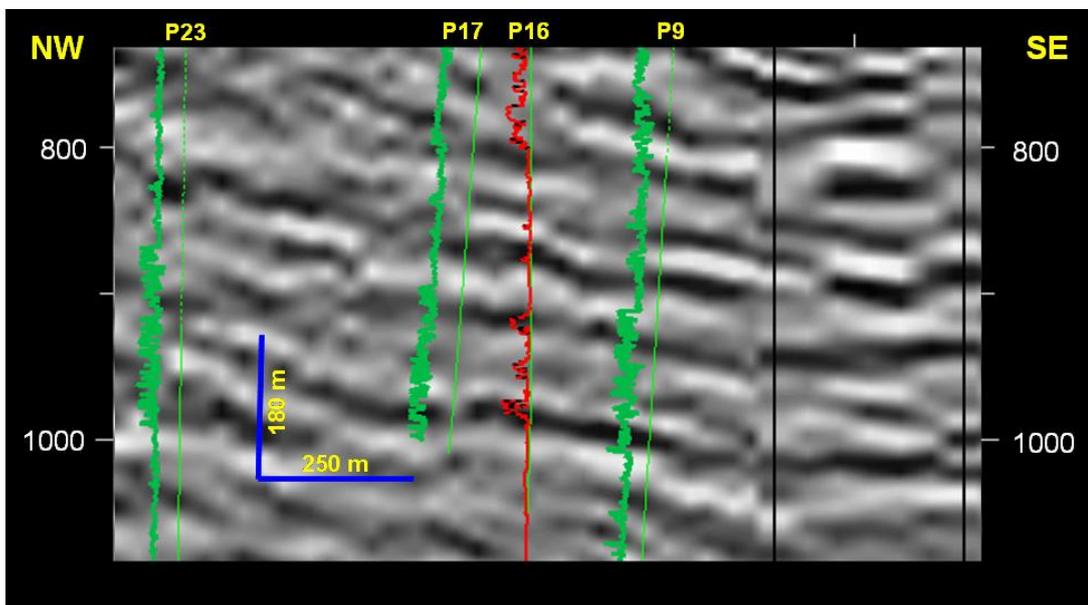


Figura 33. Mapa de localização das figuras de seções sísmicas representativas das diversas associações de fácies.

Em seções sísmicas, os corpos compostos pela Afl apresentam refletores com continuidade baixa a média, baixas frequências e amplitudes negativas. O datum escolhido para a confecção das seções estratigráficas corresponde à base de um pacote composto pela Afl, presente em todos os poços do Campo de Jacuípe, com espessura média de 50 a 60 metros (podendo chegar até a 100 metros), cujo principal aspecto nas seções sísmicas é o caráter anômalo, fortemente negativo das amplitudes (Figura 34). Mais para o topo da Formação Maracangalha, as reflexões correspondentes à Afl apresentam um caráter “transparente” (Figura 35).

A



B

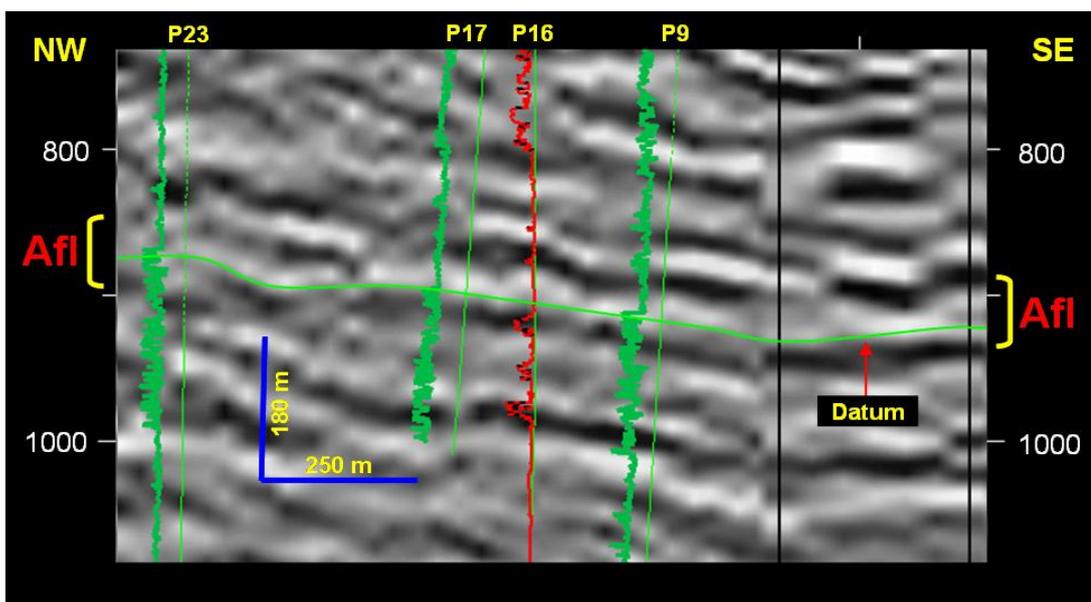
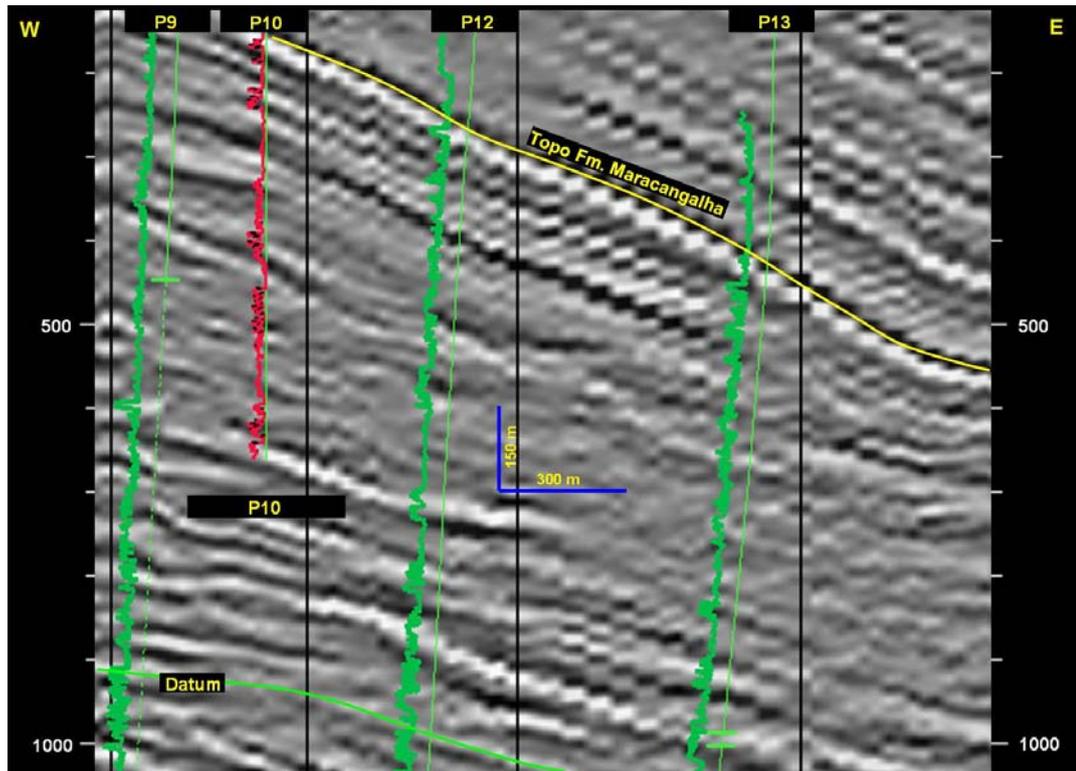


Figura 34. Seção sísmica arbitrária mostrando o pacote pelítico composto pela Afl, na base do qual encontra-se o datum estratigráfico utilizado nas seções. Em verde, curvas GR; em vermelho, curva SP. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada.

A



B

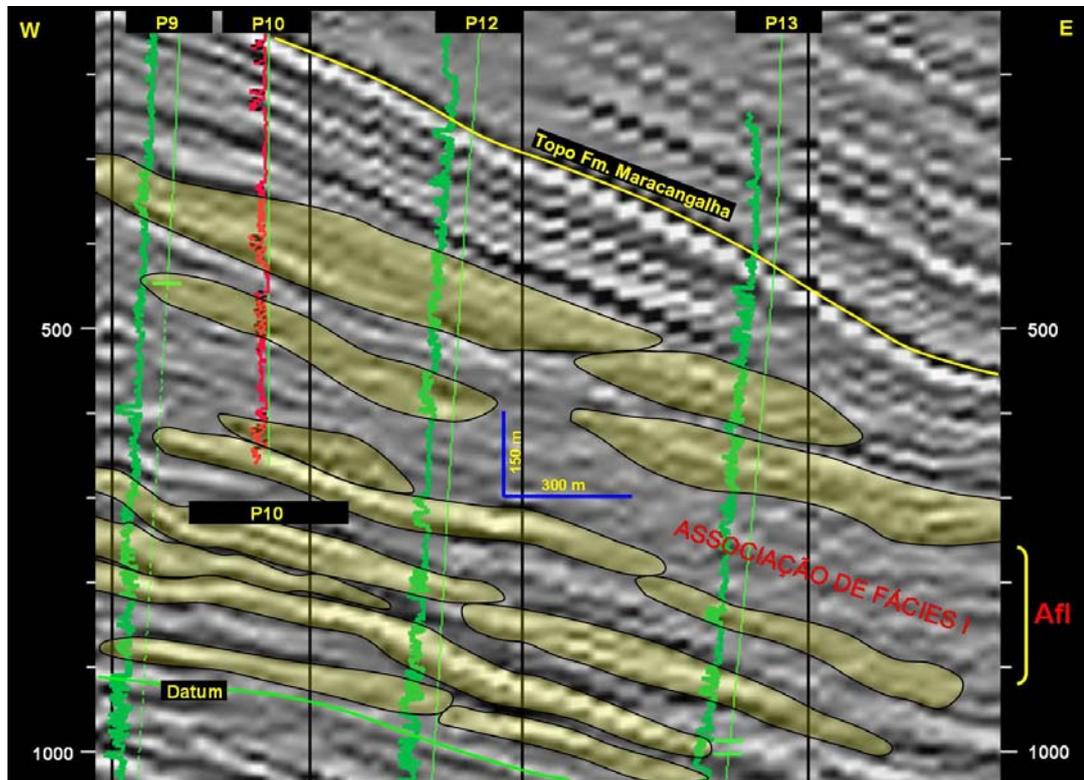


Figura 35. Seção sísmica arbitrária ilustrando o caráter sísmico transparente da Associação de Fácies I, intercalada aos corpos de escorregamentos e deslizamentos das demais associações de fácies. Em verde, curvas GR; em vermelho, curva SP. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada.

Nos poços testemunhados, a Afl está melhor caracterizada no poço P19, intervalo 1225-1260 metros. Neste poço não foi corrido o perfil de raios gama, mas a curva de potencial espontâneo (SP), que a grosso modo apresenta comportamento semelhante à curva de GR, mostra-se relativamente constante, com altos valores positivos, na faixa de 15 a 20 mV (Figura 36). No poço mais próximo com perfil de raios gama disponível, o P18, a curva apresenta valores ao redor de 80 API, variando entre 75 e 85, para o intervalo correspondente àquele citado no P19.

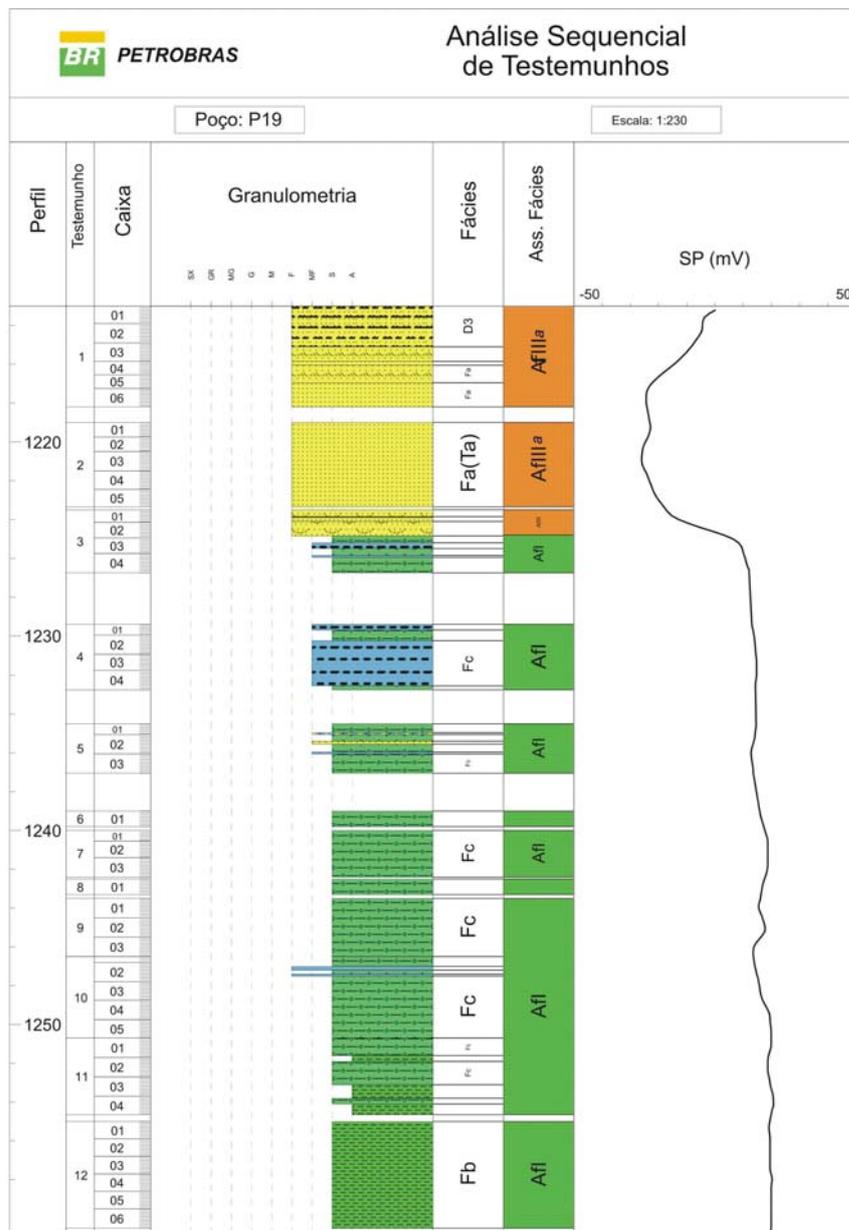


Figura 36. Poço P19. Intervalo representativo da Associação de Fácies I, englobando as litofácies Fb e Fc.

Nos intervalos em que a fácies D6 é predominante, a Afl apresenta valores entre 70 e 90 API na curva de raios gama, com alguns picos isolados na faixa de 40 a 60 API, refletindo camadas centimétricas de arenitos intercalados aos folhelhos da fácies D6. A fácies deformacional D6 está muito bem caracterizada nos poços P17, intervalo 858-869 metros (Figura 37) e P30, intervalo 2121-2129 metros.

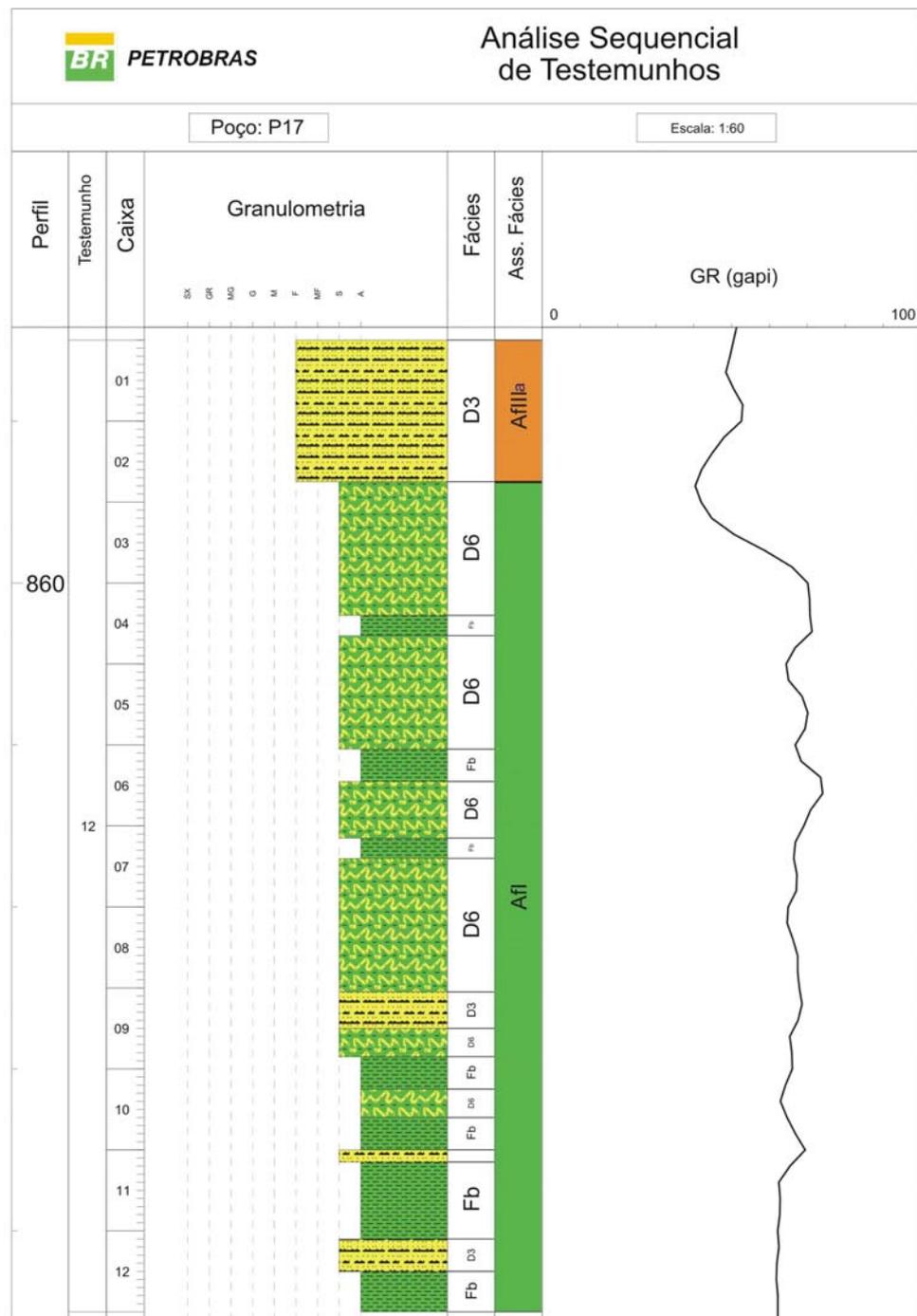


Figura 37. Poço P17. Intervalo representativo da Associação de Fácies I, com predominância da fácies deformacional D6.

Interpretação

A presença de pacotes relativamente espessos da litofácies Fb permite a interpretação de um ambiente lacustre profundo, calmo e com pouca oxigenação (Fb “blocoso”) (Bruhn, 1999), esporadicamente perturbado por correntes de turbidez de baixa densidade em suas porções distais (Fb laminado, rítmico). A litofácies Fc associada seria representativa de fluxos de detritos episódicos, que eventualmente atingiriam as porções mais profundas do lago Maracangalha.

A significativa ocorrência da fácies deformacional D6 sugere que depósitos turbidíticos de baixa densidade (protólitos) foram deformados por sobrecarga e/ou compressão de corpos sobrejacentes, depositados por deslizamentos/escorregamentos ou fluxos de detritos, causando dobramentos e feições de injeção de areia para dentro dos folhelhos (Schnellmann et al., 2005; Shanmugam et al., 1994).

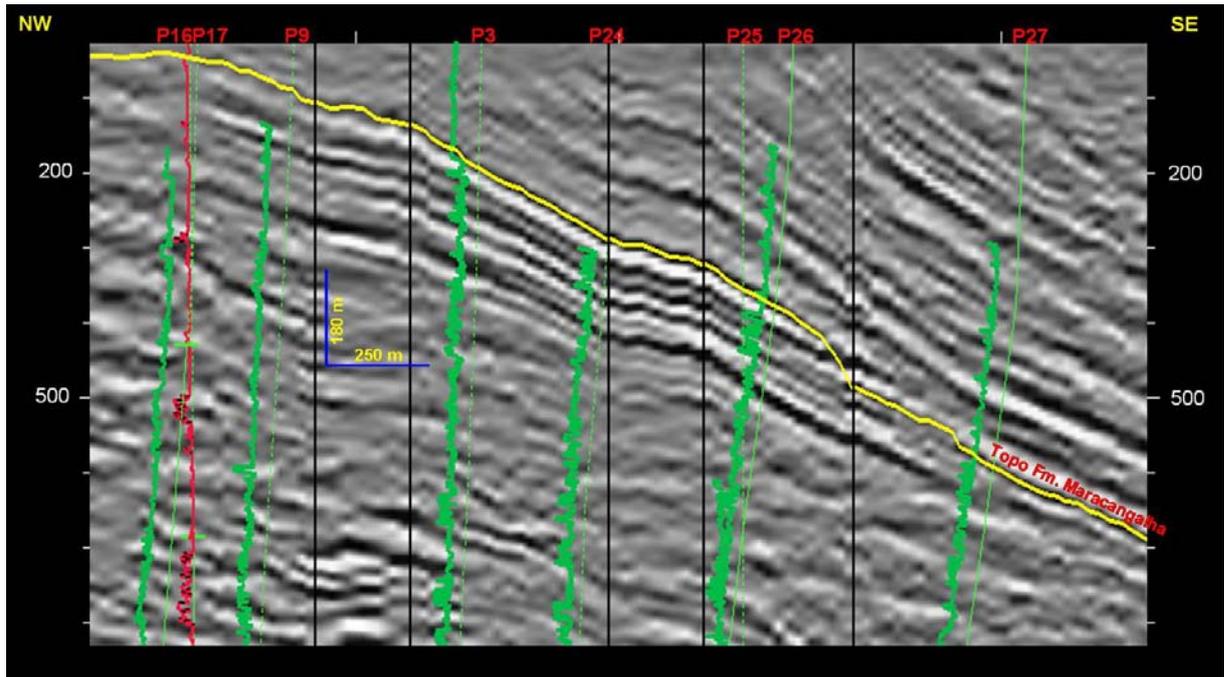
6.2 Associação de Fácies II (AfII)

A Associação de Fácies II é representada principalmente pela fácies deformacional D1, que tem como protólito a Fácies Fa (arenitos maciços e arenitos com estratificação plano-paralela e laminação cruzada cavalgante), afetada por deformação rúptil, na forma de falhas e fraturas. Subordinadamente ocorre a fácies deposicional citada - Fa -, porém localmente não afetada pela deformação rúptil. A AfII compreende 5,8 % do total de testemunhos descritos (Tabela 2).

Ocorre em corpos que apresentam espessuras variáveis entre 50 e 200 metros, comprimentos de até 2,0 km e larguras em torno de 1,0 a 1,5 km. Em seções sísmicas apresentam-se na forma de corpos alongados, geralmente mais espessos na porção distal. A superfície basal mostra-se côncava para cima nas porções proximais, onde os mergulhos são mais íngremes quando comparados às porções distais. A porção distal pode apresentar uma rampa, inclinada no sentido contrário ao movimento do fluxo inferido (Figura 38). Na literatura que trata sobre os movimentos gravitacionais de massa do tipo deslizamentos e escorregamentos, são utilizados os termos cabeça (*head*) e escarpa da cabeça (*head scarp*), para a área proximal, onde inicia-se o movimento, e pé ou “dedão do pé” (*toe*) para a área distal dos corpos, mergulho abaixo (Figuras 27 e 28).

Internamente, apresentam refletores plano-paralelos, organizados e contínuos, nas porções proximais, mais delgadas e falhadas dos corpos que se espessam mergulho abaixo; direção na qual os refletores apresentam maior grau de desorganização (Figura 38).

A



B

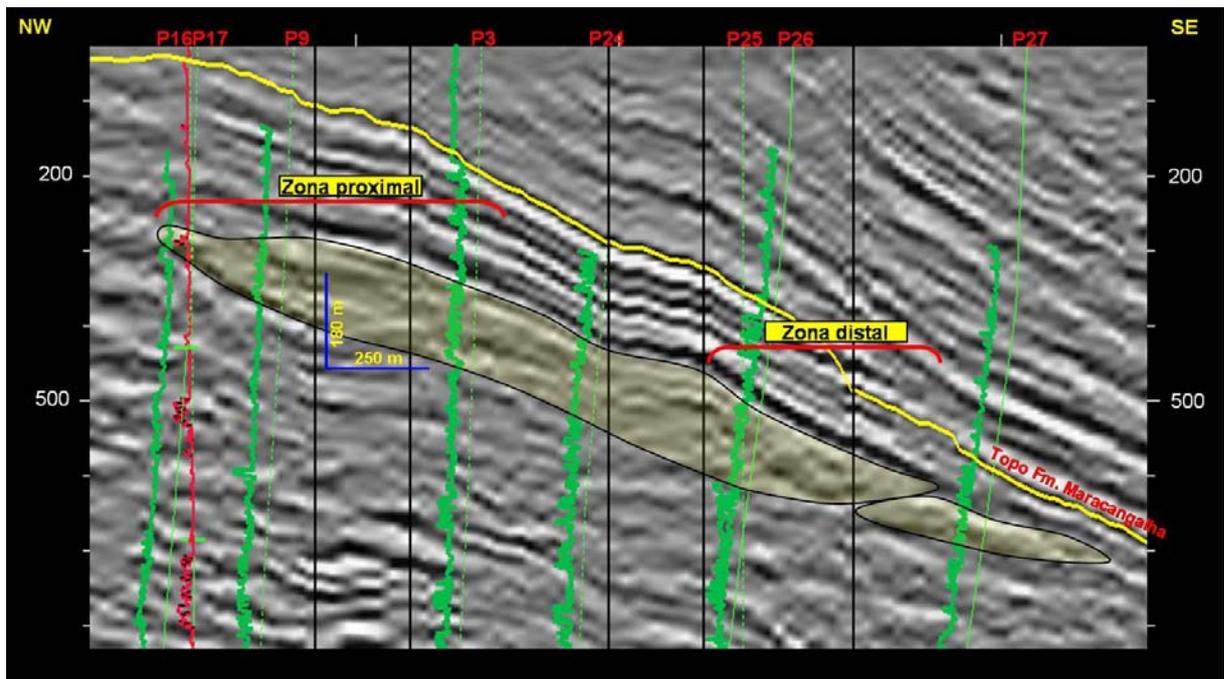


Figura 38. Seção sísmica arbitrária ilustrando um corpo representativo da Associação de Fácies II. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada. Observar refletores plano-paralelos na zona proximal e sismofácies caótica com rampa inclinada na zona distal. Em verde, curvas GR; em vermelho, curva SP.

A ocorrência da AfII, nos testemunhos analisados, está restrita às porções superiores, próximas ao topo da Formação Maracangalha.

Esta associação de fácies está bem caracterizada nos testemunhos do topo do poço P17, no intervalo entre 400 e 430 metros, interpretado como representativo da porção

proximal de um corpo arenoso. Neste intervalo, a AfII apresenta forma de “caixote” na curva de raios gama, mostrando valores entre 25 e 35 API, valores estes típicos de arenitos limpos, com pouco conteúdo de argila (Figura 39). As porções distais deste corpo apresentam-se mais espessas e com valores API mais elevados nas curvas de raios gama de outros poços, como o P24, P25 e P26 (Figura 38).

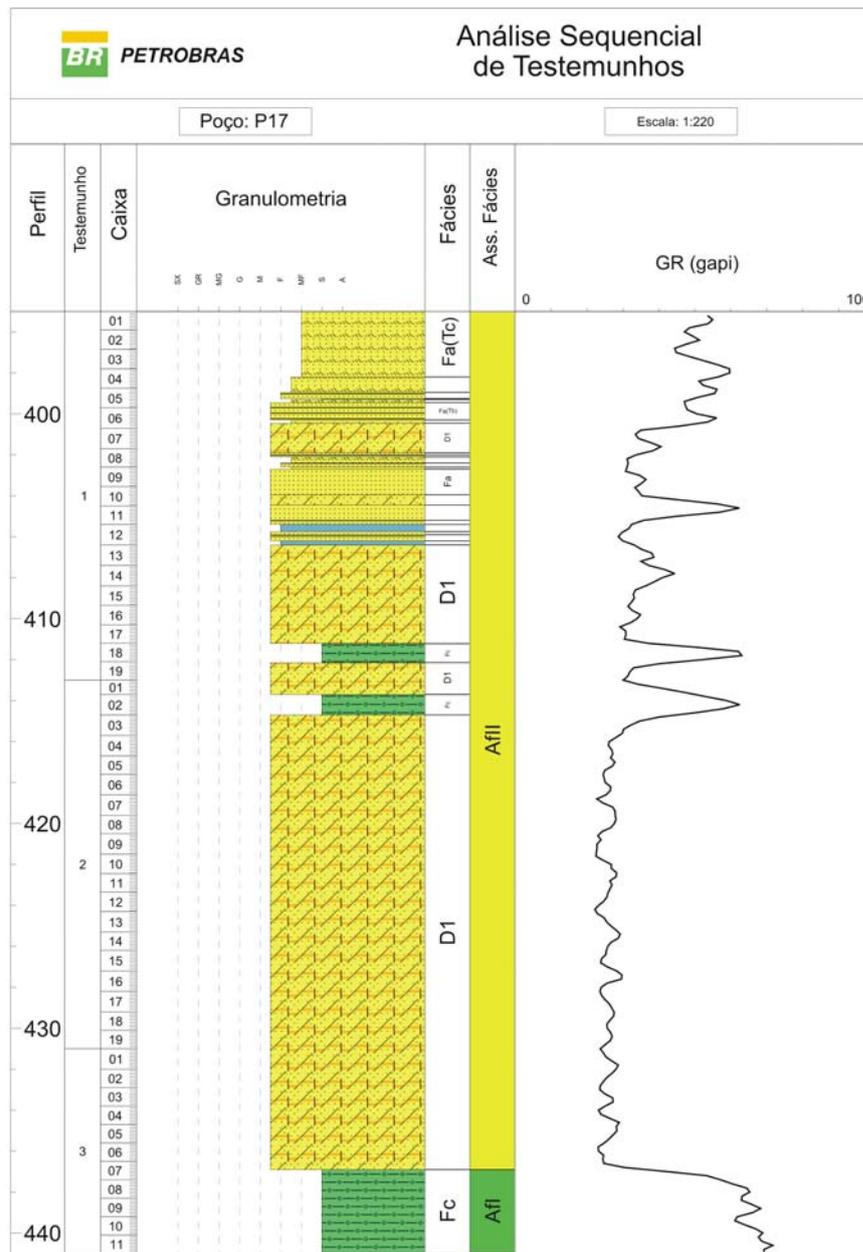


Figura 39. Poço P17. Intervalo representativo da Associação de Fácies II, com larga predominância da fácies deformacional D1.

Interpretação

A presença de deformações distensionais não pervasivas e a manutenção da coerência interna das estruturas sedimentares do tipo estratificação plano-paralela e laminação

cruzada cavalgante, bem como a presença local das mesmas estruturas não deformadas, formando seqüências Ta-c, Ta-b ou Tb-c de Bouma, permite a interpretação de que a AfII representa corpos de deslizamentos (*slides*), que sofreram pouco transporte ou porções proximais de escorregamentos (*slumps*) (Stow et al., 1996), originados possivelmente a partir de depósitos de arenitos turbidíticos, que podem estar vinculados a fluxos hiperpicnais associados a frentes deltaicas.

6.3 Associação de Fácies III (AfIII)

A associação de fácies III apresenta dois comportamentos distintos, provavelmente ditados pelas diferentes características dos depósitos (protólitos) originais. Assim, para facilitar a compreensão destas diferentes características e seus significados, será subdividida em AfIIIa e AfIIIb.

Esta associação é a que ocorre com maior freqüência na maioria dos testemunhos analisados, perfazendo um total de 60,0 % (Tabela 2).

6.3.1 Associação de Fácies IIIa (AfIIIa)

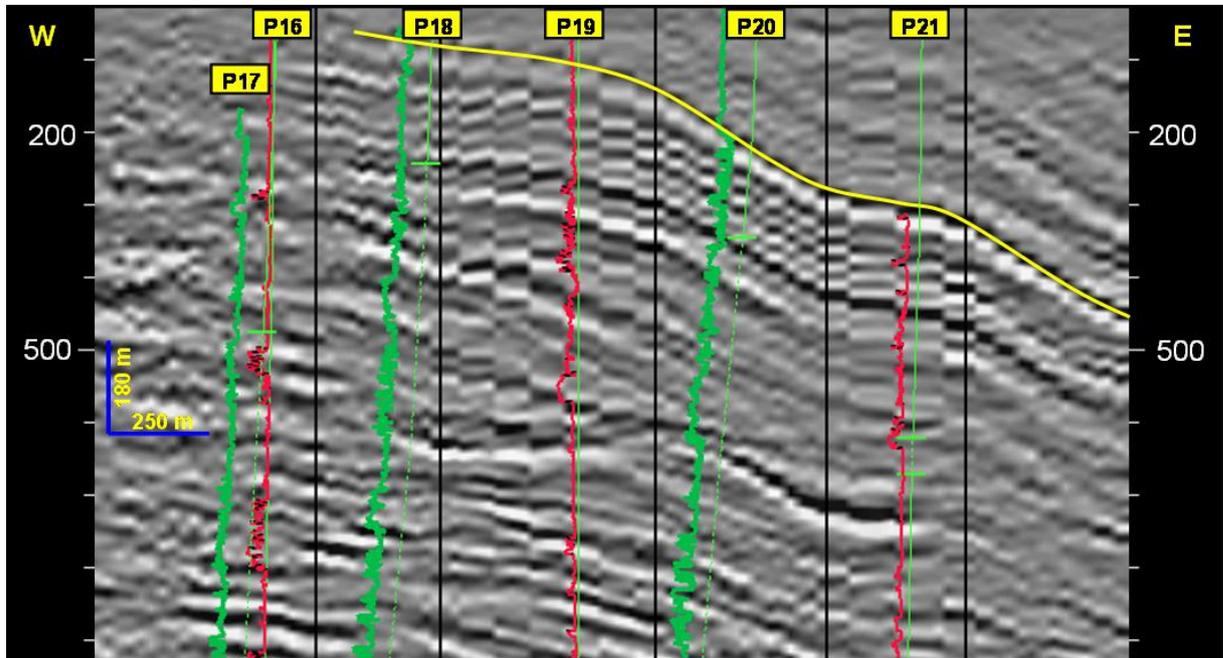
A Associação de Fácies IIIa engloba as litofácies deposicionais Fa e Fb e as fácies deformacionais D2, D3, D4, D5 e D6.

As espessuras dos depósitos que constituem a AfIIIa variam entre 25 e 180 metros, com média na faixa de 50 a 70 metros. O comprimento dos corpos chega até a 2,0 km, com média em torno de 1,0 km, enquanto sua largura atinge até 1,5 km. Sismicamente, a AfIIIa apresenta-se na forma de reflexões pouco contínuas a caóticas, com baixas amplitudes e também baixas freqüências (Figura 40). É possível perceber nas seções sísmicas, nos corpos mais espessos, a existência de duas zonas internas distintas: (a) uma zona proximal, mais delgada, composta por refletores mais organizados e com altas amplitudes, em áreas de mergulhos mais íngremes e com superfície basal geralmente côncava para cima; e (b) uma zona distal, mais espessa, de mergulhos mais suaves, onde os refletores tornam-se mais desorganizados, caóticos e com baixas amplitudes. Observa-se também, na zona distal de alguns corpos, a presença de uma rampa frontal inclinada no sentido contrário ao do fluxo (Figura 40).

Os corpos mais delgados são difíceis de serem visualizados nas seções sísmicas, porém os corpos mais espessos apresentam boa definição. Geralmente os corpos mais espessos ocorrem nas porções superiores da Formação Maracangalha, o que também contribui

para sua melhor resolução, pelo fato de que em profundidades mais rasas o conteúdo das frequências sísmicas é maior, devido à menor atuação da absorção terrestre.

A



B

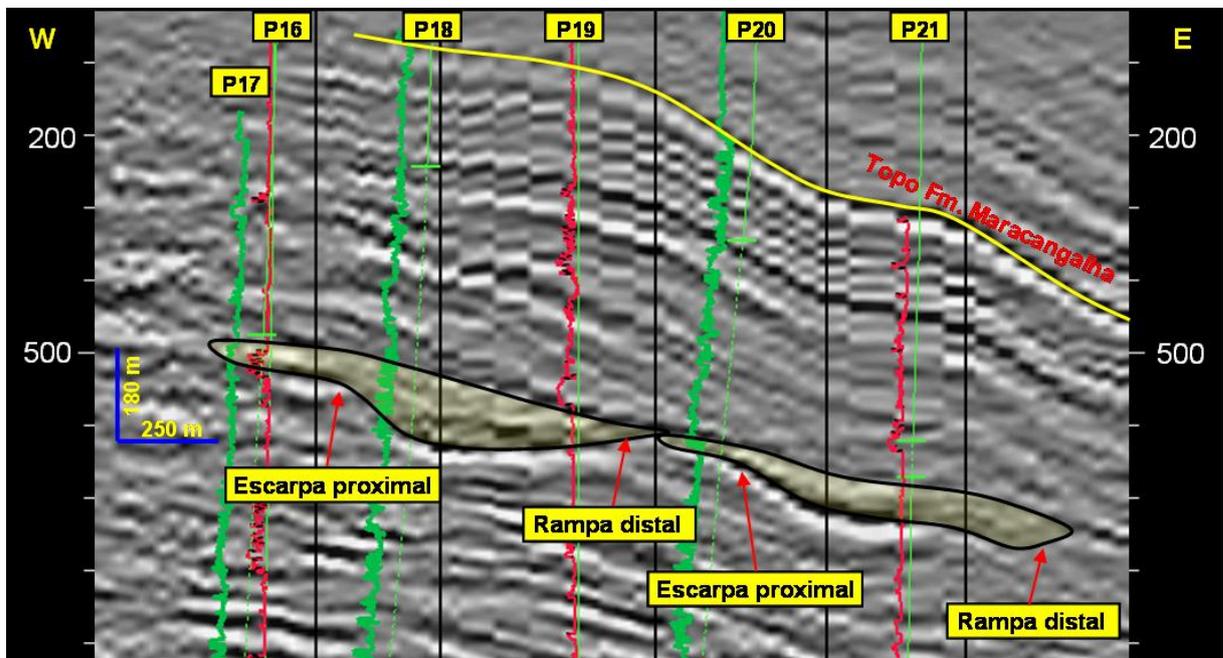


Figura 40. Seção sísmica arbitrária ilustrando corpos representativos da Associação de Fácies IIIa. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada. Observar refletores mais organizados na zona proximal, gradando a caóticos na zona distal, além da presença da escarpa proximal e da rampa distal. Os corpos estão dispostos segundo uma arquitetura retrogradacional, causada pela propagação da instabilidade mergulho acima. Em verde, curvas GR; em vermelho, curvas SP.

O intervalo 1117-1217 metros do poço P17 é constituído pela Associação de Fácies IIIa (Figuras 41 e 42), e representa a espessura total da porção proximal a média de um corpo que possui comprimento e largura em torno de 1,0 km (Figura 40). Na curva de raios gama deste intervalo específico, observa-se um padrão geral granodecrescente (*fining upward*) para o topo, que pode ser subdividido em dois ciclos também granodecrescentes, com arenitos pouco argilosos na base (valores API entre 30 e 40) e arenitos mais argilosos para o topo, representados pela fácies deformacional D5 (valores API ao redor de 60). Este aumento nos valores de raios gama é acompanhado pelo aumento na ocorrência da fácies deformacional D5. O padrão granodecrescente não é regra para a AfIIIa como um todo, muitos intervalos também apresentam padrão granocrescente para o topo (*coarsening upward*) (Figura 43); portanto, não há uma assinatura específica, nas curvas de raios gama, que caracterize a Associação de Fácies IIIa.

Os corpos representativos desta associação de fácies ocorrem quase que exclusivamente acima do datum estratigráfico.

Interpretação

A presença de lâminas e camadas inclinadas e dobradas, por vezes até com dobras recumbentes, permite a interpretação de que as estruturas originais, ainda presentes, sofreram deformação principalmente dúctil. A ocorrência de estruturas em prato, pilares, “anzóis” e mesmo laminações e bandas convolutas, permite ainda inferir a ação de escape de fluidos horizontal e vertical, durante os processos de ressedimentação.

A predominância de deformação dúctil permite a interpretação de que estes corpos foram depositados por processos de escorregamento (Stow et al., 1996; Middleton & Hampton, 1973). A presença de superfícies basais côncavas para cima indica movimentos rotacionais mergulho abaixo, caracterizando escorregamentos (Dott, 1963; Nardin et al., 1979) ou, menos usualmente, deslizamentos rotacionais (Coleman & Prior, 1988).

Assim, pode-se interpretar que os corpos constituintes da AfIIIa foram depositados por escorregamentos (*slumps*) de massas de sedimentos possivelmente inconsolidados, que sofreram ainda, durante o transporte, a ação de escape de fluidos. Alternativamente, a AfIIIa também pode representar as porções distais de corpos de deslizamentos, que tipicamente apresentam maior grau de deformação das estruturas sedimentares originais (Stow et al., 1996).

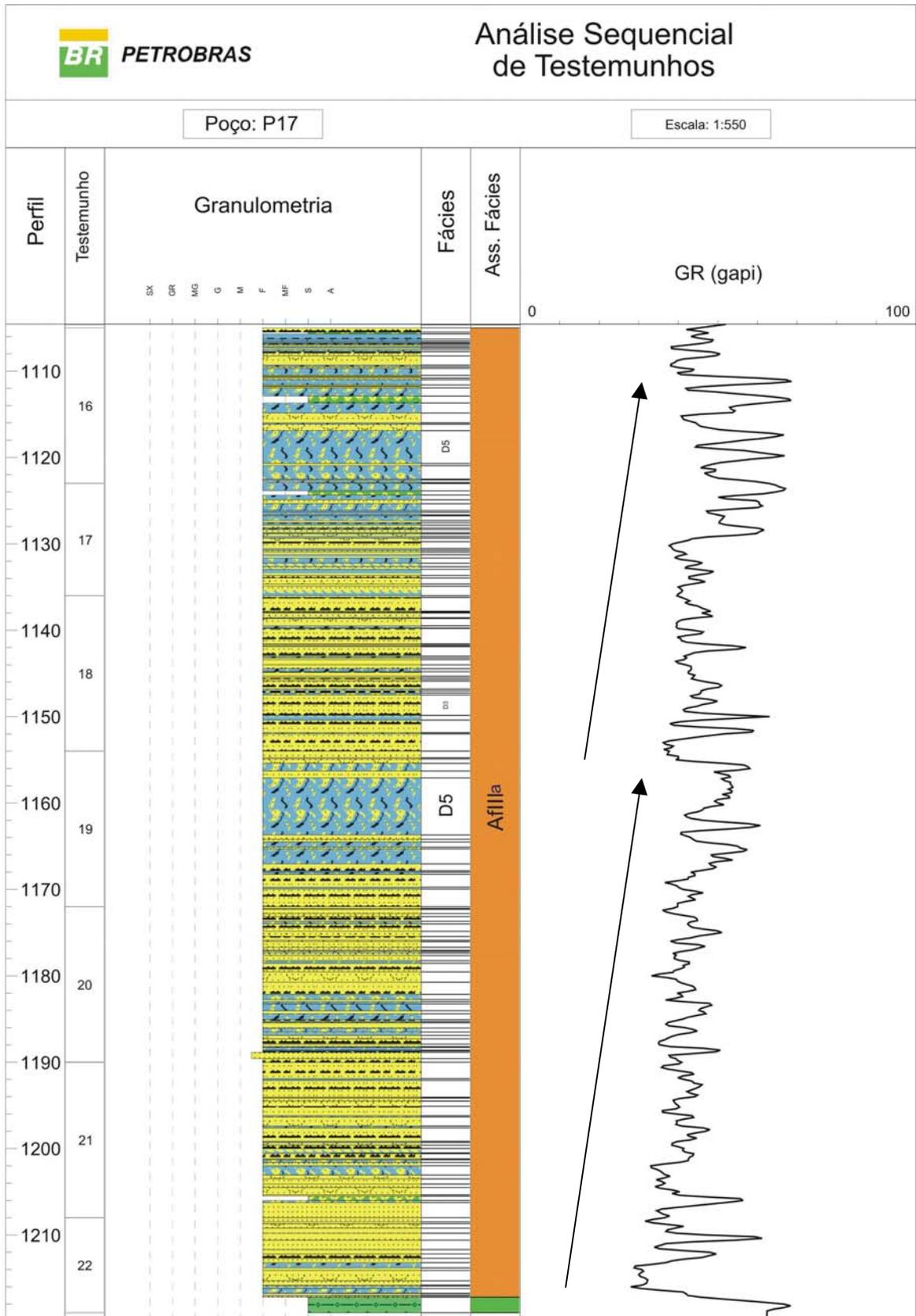


Figura 41. Poço P17. Associação de Fácies IIIa. Neste intervalo específico observam-se dois ciclos granodecrescentes para o topo, com maior grau de deformação ao final de cada ciclo (Fácies D5).

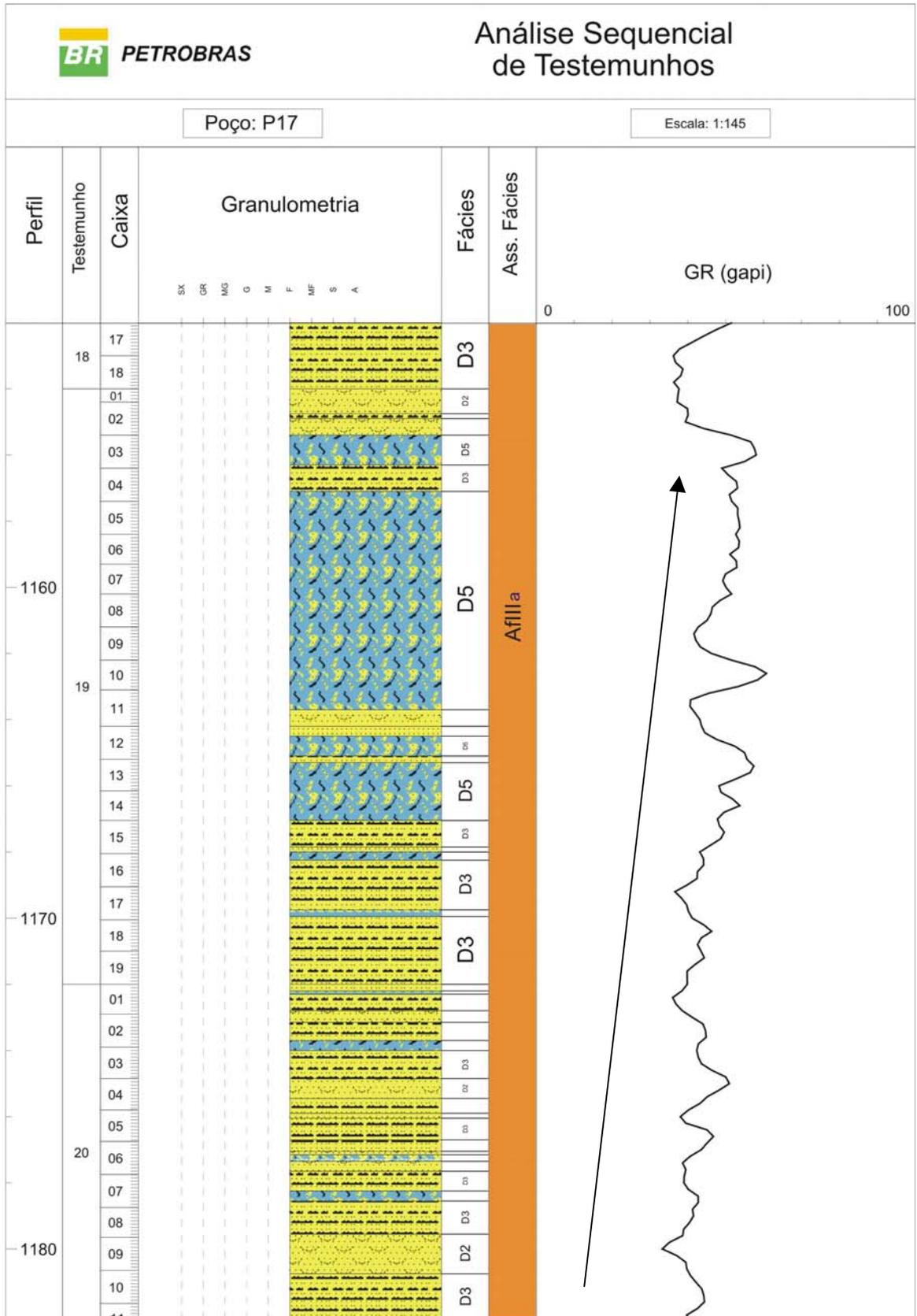


Figura 42. Poço P17. Associação de Fácies IIIa. Ampliação da figura anterior, mostrando um ciclo granodecrescente para o topo, com padrão estrato-crescente das camadas compostas pela fácies D5.

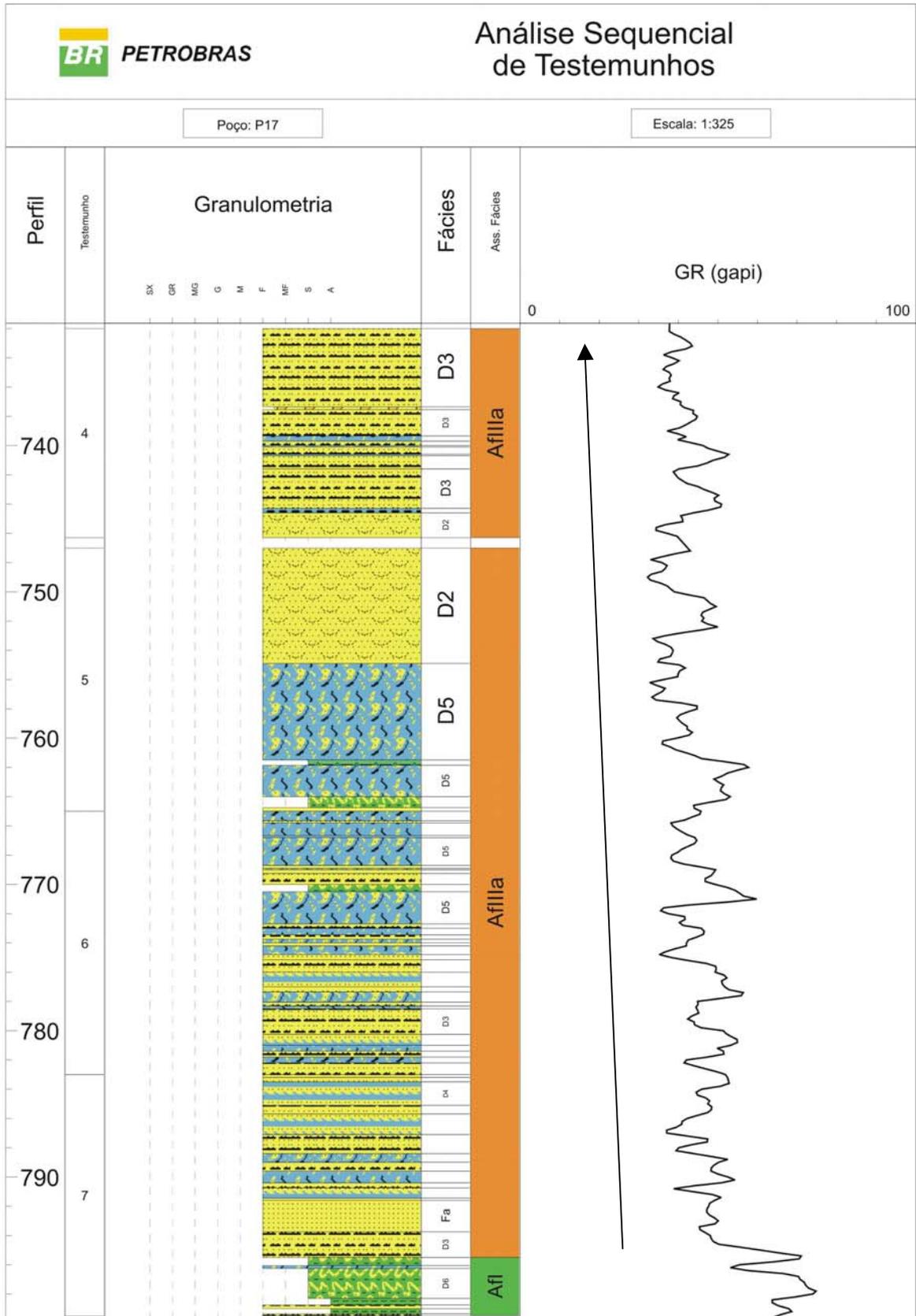


Figura 43. Poço P17. Associação de Fácies IIIa com padrão granocrescente para o topo. Observar padrão estrato-crescente das camadas compostas pela fácies deformacional D5.

No intervalo 1117-1217 do poço P17, a observação de que as sucessões geralmente apresentam-se mais deformadas para o topo pode ser devida a dois motivos: (a) a deformação deu-se de modo progressivamente maior para o topo de cada sucessão, por processos semelhantes aos descritos por Caddah et al. (1994); ou (b) o protólito já apresentava litologias mais argilosas para o topo de cada ciclo, mais suscetíveis à deformação plástica. Uma combinação das duas hipóteses também não pode ser descartada.

6.3.2 Associação de Fácies IIIb (AfIIIb)

A Associação de Fácies IIIb é composta pelas litofácies Fa e Fb e pelas fácies deformacionais D2, D3, D4 e D6.

Os corpos representativos desta associação apresentam espessuras variáveis entre 50 e 350 metros, separados por espessos corpos de folhelhos/diamictitos, representativos da Associação de Fácies I. Logo abaixo do datum estratigráfico ocorre o corpo mais espesso, com espessuras em torno de 125 a 150 metros na porção proximal, atingindo 300 a 350 metros na porção distal (Figura 44). O comprimento e a largura deste corpo alcançam praticamente toda a extensão das seções estratigráficas que cobrem o campo, em torno de 2,5 a 3,0 km (Figuras 50 a 67).

A sismofácies que caracteriza a AfIIIb mostra refletores plano-paralelos, razoavelmente contínuos e com tendência a apresentarem conteúdos de frequência maiores que as outras associações, provavelmente como resultado da intercalação cíclica de pacotes de arenitos e folhelhos, causando contrastes de impedância acústica mais frequentes (Figura 44).

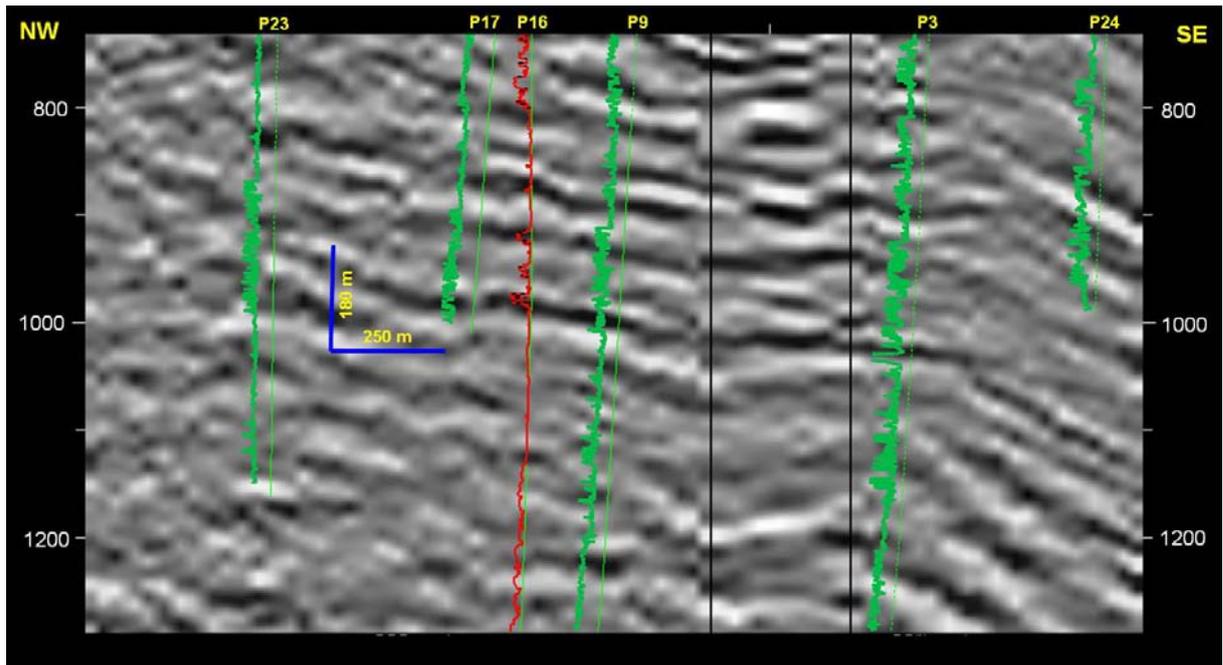
Nas curvas de raios gama, a AfIIIb apresenta tipicamente um padrão serrilhado, dado pela alternância de camadas de arenito e folhelho. As camadas de arenito têm espessuras mais frequentes entre 2 e 5 metros, com valores API variando ao redor de 30 para as litofácies deposicionais e chegando até a 45 para as fácies deformacionais. As camadas de folhelho, superpostas em contato abrupto, têm espessuras médias de 2 a 3 metros e valores API entre 65 e 75. A repetição destas alternâncias resulta na espessura total dos corpos. O intervalo 1480-1532 metros, testemunhado no poço P17, é o mais representativo deste padrão nos testemunhos analisados (Figura 45).

Interpretação

A presença de arenitos maciços, arenitos com estratificação plano-paralela, arenitos com laminação cruzada cavalgante (fácies A) e ritmitos siltito/folhelho (fácies B) permite a interpretação de deposição via correntes de turbidez. A extensão lateral dos corpos, maior que a extensão dos corpos representativos de deslizamentos/escorregamentos, a faciologia interna

relativamente pouco deformada (não há registro da fácies deformacional D5), a configuração interna dos refletores, plano-paralelos e organizados, corroboram a interpretação de que estes corpos representam depósitos turbidíticos. A ocorrência comum de estruturas em prato (fácies D2) pode estar relacionada aos estágios S3 de deposição de correntes de turbidez de alta densidade de Lowe (1982).

A



B

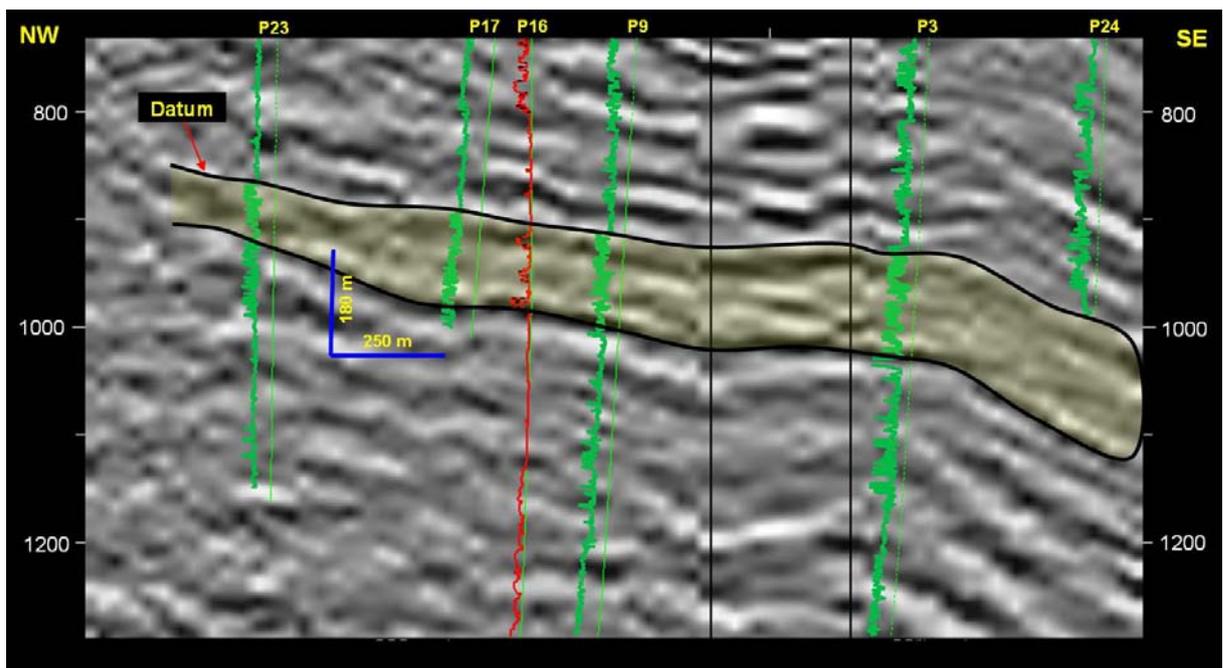


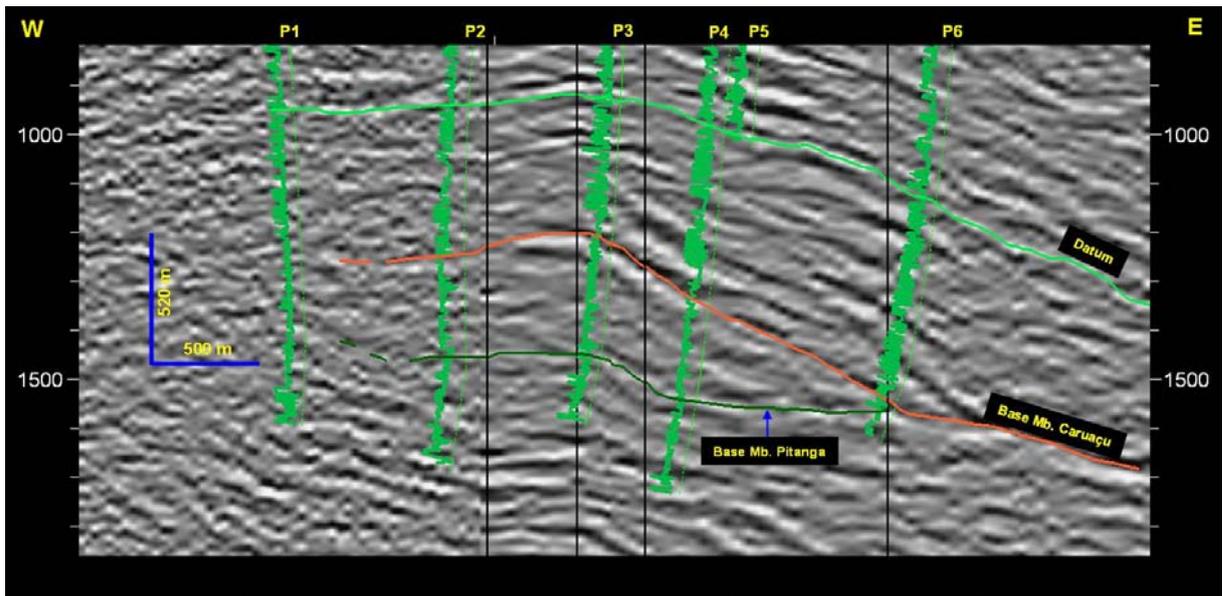
Figura 44. Seção sísmica arbitrária ilustrando um corpo representativo da Associação de Fácies IIIb. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada. Observar refletores plano-paralelos, razoavelmente organizados e contínuos. Em verde, curvas GR; em vermelho, curva SP.

6.4 Associação de Fácies IV (AfIV)

A Associação de Fácies IV é composta basicamente pela fácies deformacional D5, com ocorrência muito subordinada da fácies deformacional D6. Compreende 17,2 % dos testemunhos analisados (Tabela 2).

Externamente os depósitos representativos da AfIV apresentam-se na forma de cunhas, mais espessas na região proximal, junto ao Diápiro de São Pedro, que limita o Campo de Jacuípe a norte-noroeste, adelgaçando-se progressivamente para a região distal (Figura 46).

A



B

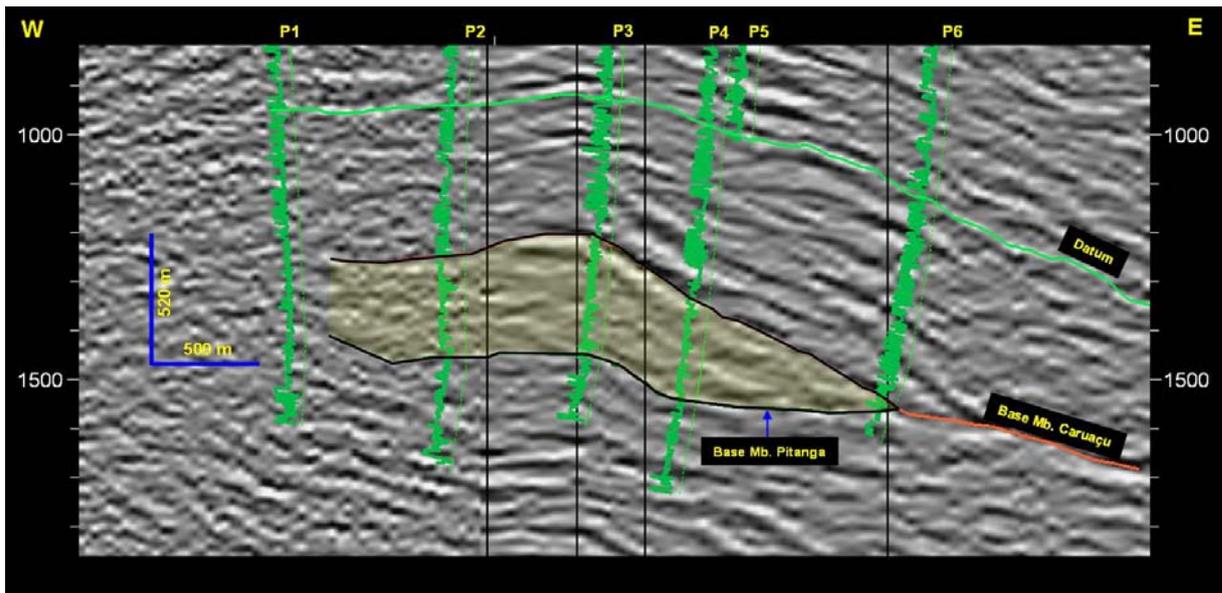


Figura 46. Seção sísmica arbitrária ilustrando um corpo representativo da Associação de Fácies IV. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada. O corpo apresenta forma de cunha, mais espessa na região proximal e mais delgada na região distal. Observar as reflexões descontínuas a caóticas. Todas as curvas são de raios gama.

As espessuras dos corpos variam entre 125 e 520 metros, com médias entre 350 e 400 metros. O comprimento dos corpos pode ser superior a 1,5 km, enquanto a largura gira ao redor de 1,0 km; deste modo, a razão comprimento:espessura fica em torno de 4:1. Sismicamente apresenta-se na forma de refletores descontínuos, caóticos e com baixas amplitudes. Pontualmente podem ocorrer alguns “bolsões” de reflexões um pouco mais contínuas e organizadas. As superfícies basais e de topo são bastante nítidas, marcadas por fortes reflexões. Os contatos laterais são abruptos, porém nem sempre facilmente reconhecíveis nas seções sísmicas; por vezes há apenas uma sutil mudança de uma sismofácies mais caótica para uma sismofácies com baixo grau de organização de refletores. As grandes espessuras das cunhas, aliadas ao caráter típico da superfície basal nas porções distais, na forma de uma rampa frontal, tornam relativamente fácil o seu reconhecimento e rastreamento em seções sísmicas.

Nos testemunhos analisados, a ocorrência da AfIV está restrita aos intervalos basais da Formação Maracangalha, embora os perfis de poços e as seções sísmicas sugiram sua presença em outros intervalos, onde a curva de raios gama apresenta comportamento constante, com valores API ao redor de 65 (Figura 47).

Esta associação está excepcionalmente bem registrada nos testemunhos do poço P8, intervalo 2047-2246, totalizando pouco mais de 200 metros onde ocorrem pacotes com dezenas de metros de espessura da fácies D5, cujo comportamento é relativamente constante na curva de raios gama, com valores ligeiramente serrilhados entre 60 e 75 API e média de 65 API, refletindo o alto grau de argilosidade destes arenitos. Intercaladas a estes pacotes ocorrem delgadas camadas da fácies D6, inferiores a um metro de espessura, que na curva de raios gama correspondem a picos de até 90 API (Figura 48).

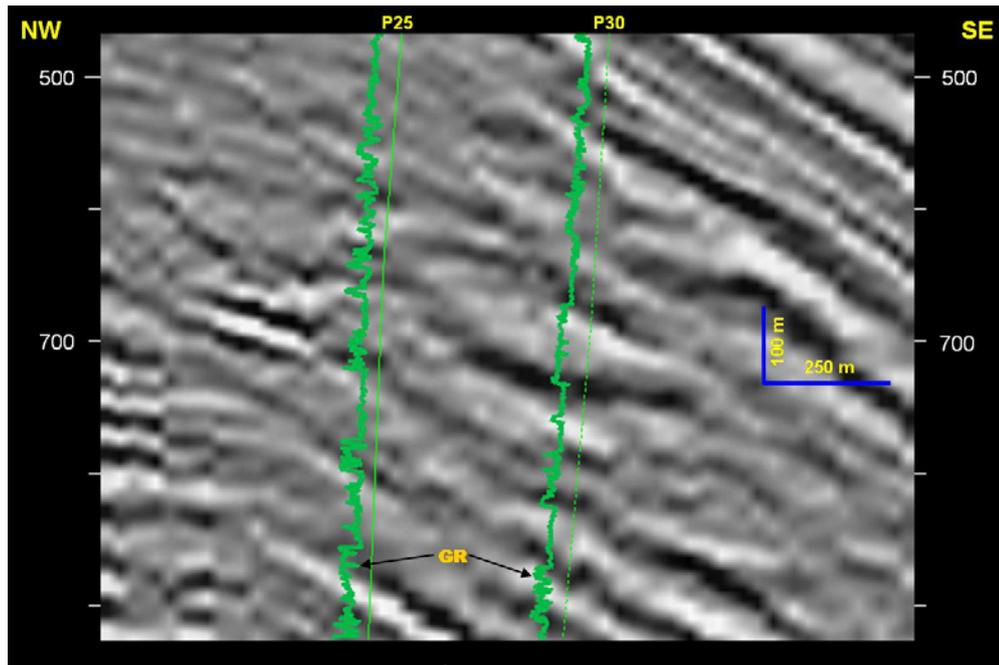
Interpretação

A predominância da fácies deformacional D5, que mantém apenas alguns resquícios das estruturas sedimentares originais, quase que totalmente deformadas, leva à interpretação de que a AfIV foi depositada por processos intermediários entre escorregamentos altamente móveis, plásticos, e fluxos de detritos (Stow et al., 1996). Ferrentinos et al. (1988) e Jacobi (1976) reportam zonas de fluxos de detritos na frente de escorregamentos, sugerindo que estes evoluíram do estado elástico para o plástico durante o movimento descendente. Hampton (1972), baseado em observações de campo nos Estados Unidos, concluiu que deslizamentos e escorregamentos podem evoluir para fluxos de detritos.

A origem das delgadas camadas representativas da fácies D6 poderia ser explicada de duas maneiras: (a) correspondem à sedimentação lacustre depositada por correntes de

turbidez de baixa densidade, separando diferentes corpos de escorregamentos, deformada posteriormente por processos de sobrecarga e compressão causados pelo movimento de transporte dos corpos de escorregamentos mergulho abaixo; ou (b) representam apenas porções mais argilosas do protólito que serviu como fonte para os movimentos de massa.

A



B

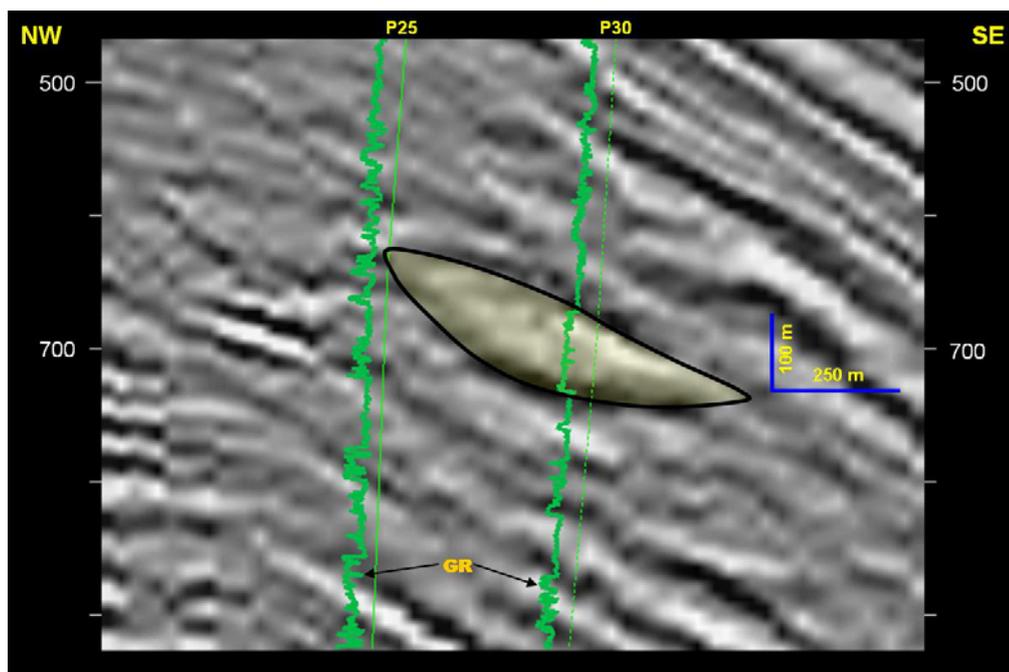


Figura 47. Seção sísmica arbitrária ilustrando um corpo arenoso em forma de lente. A: Seção não interpretada. B: Seção interpretada. O caráter relativamente constante da curva de GR sugere que este corpo seja representativo da AfIV.

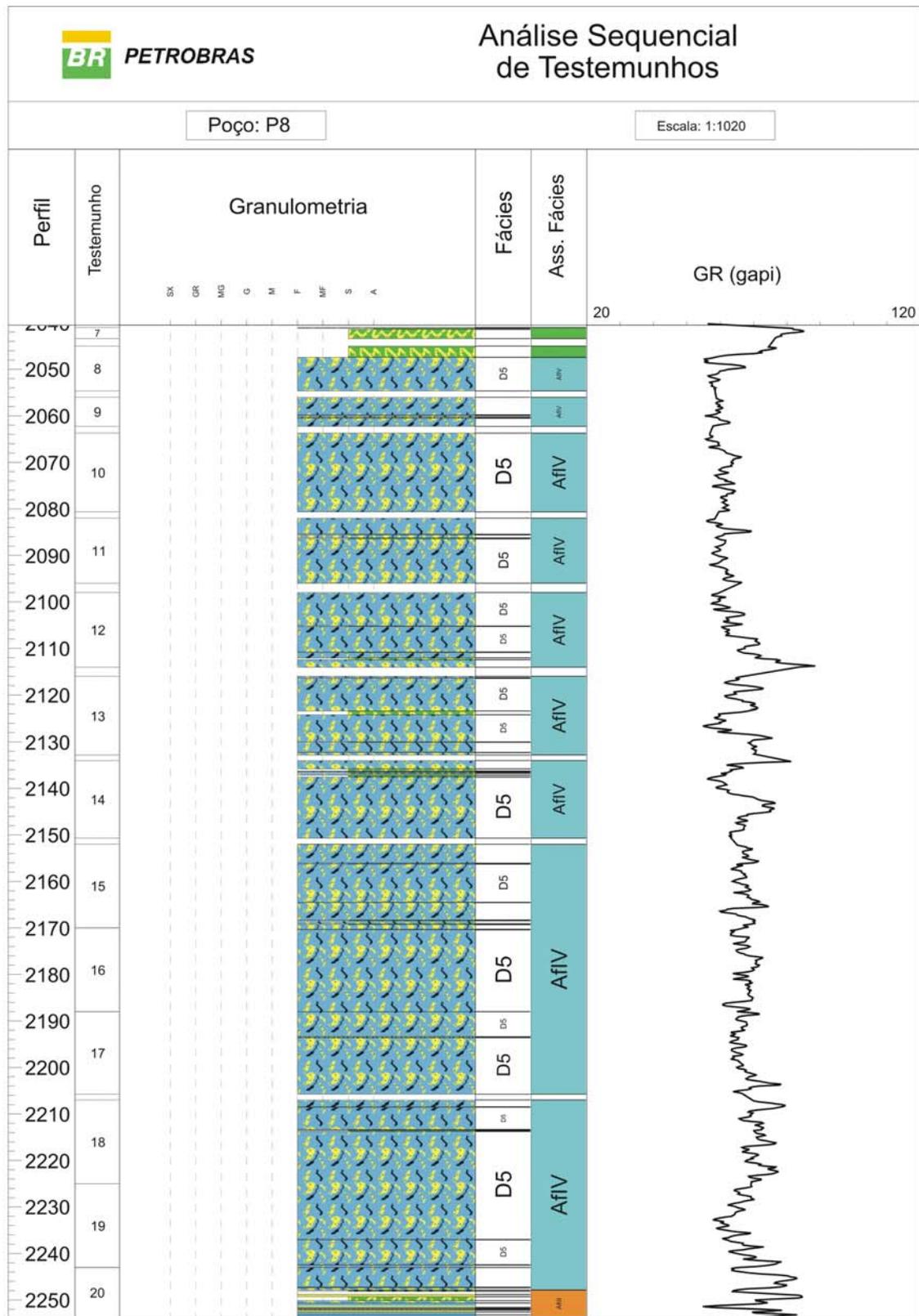


Figura 48. Poço P8. Espesso intervalo representativo da Associação de Fácies IV, constituída por pacotes da fácies deformacional D5, com delgadas intercalações da fácies deformacional D6.

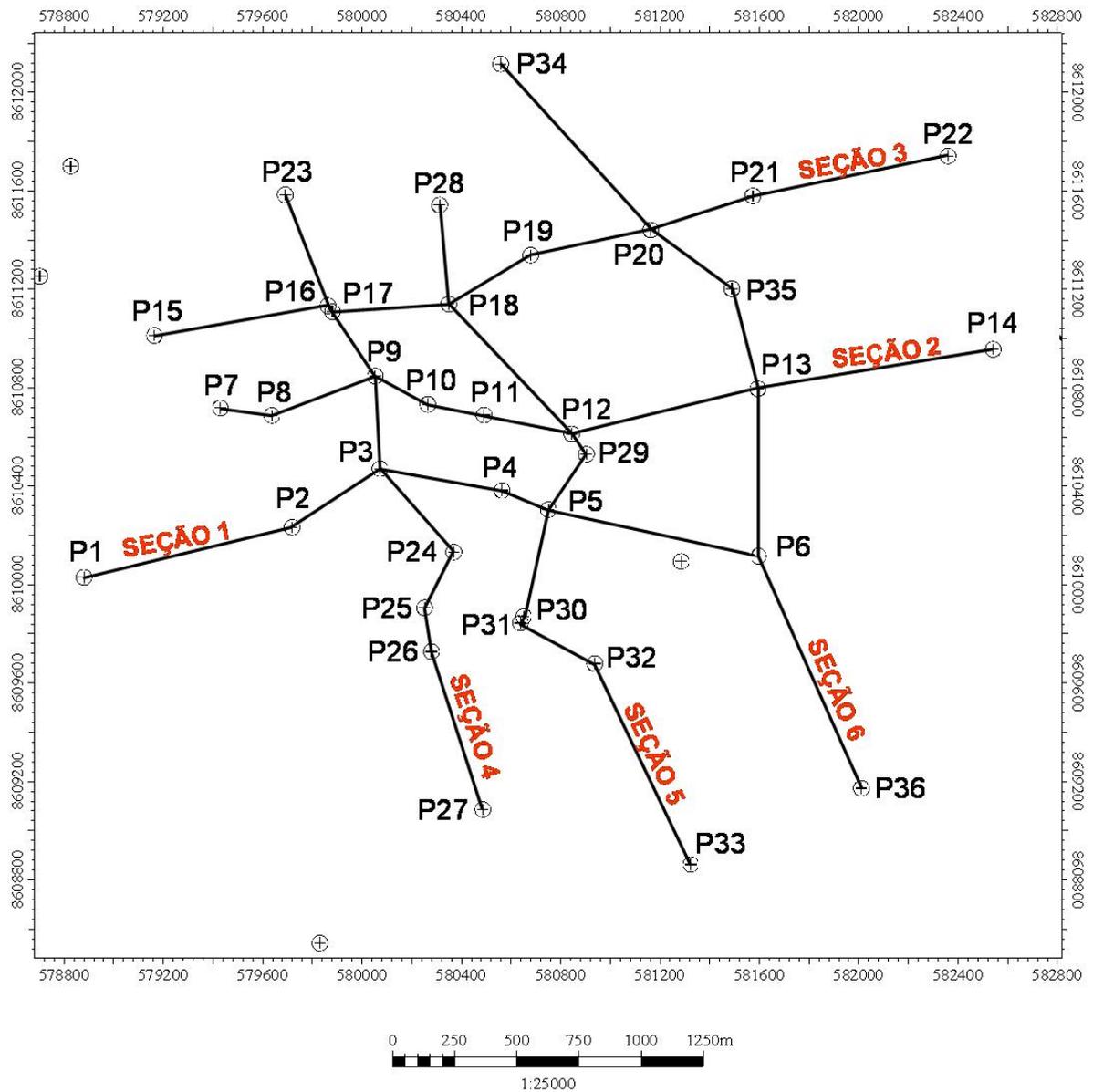


Figura 49. Mapa de localização das seções estratigráficas e seções sísmicas correspondentes às mesmas.

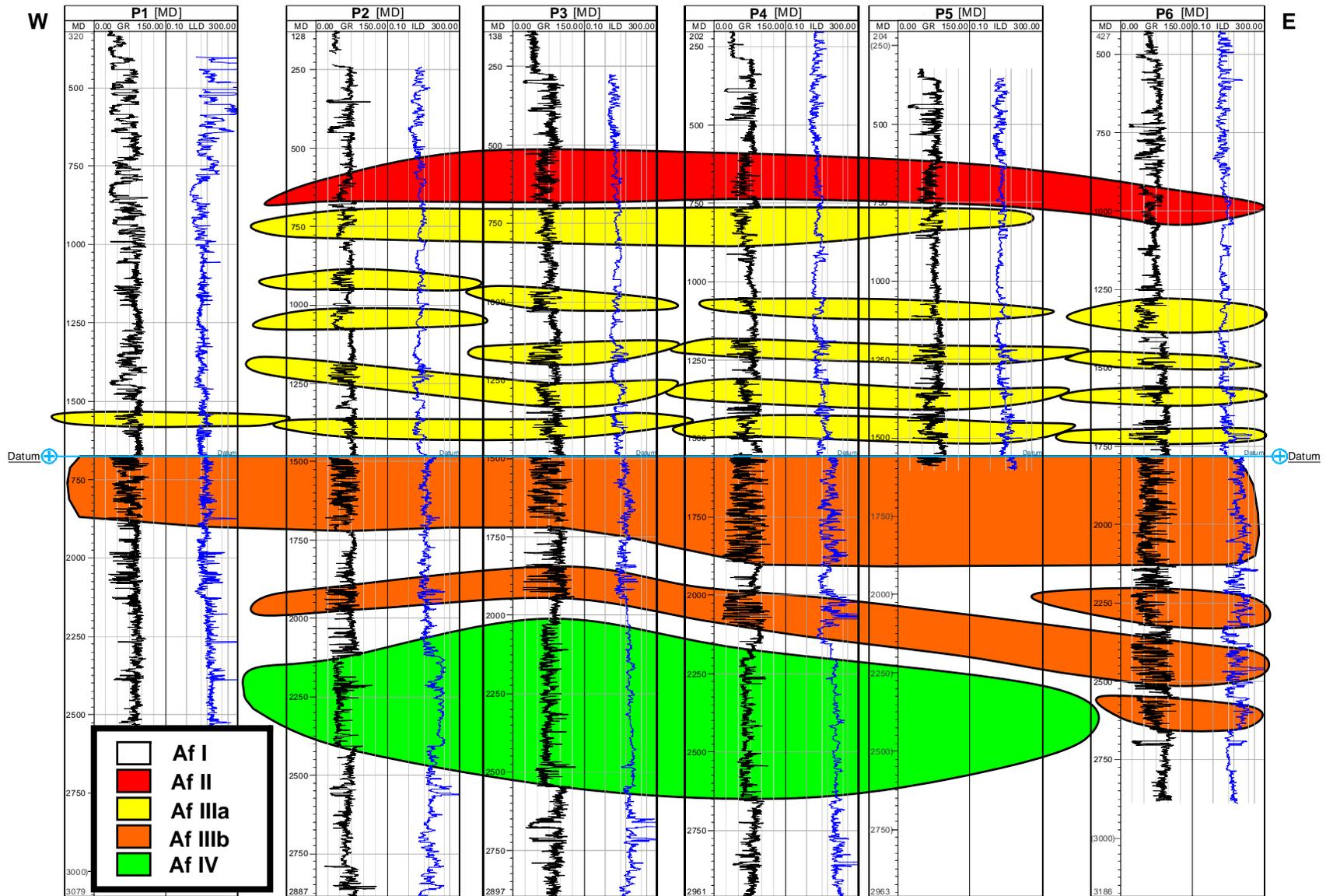


Figura 50. Seção estratigráfica 1. Localização na Figura 49.

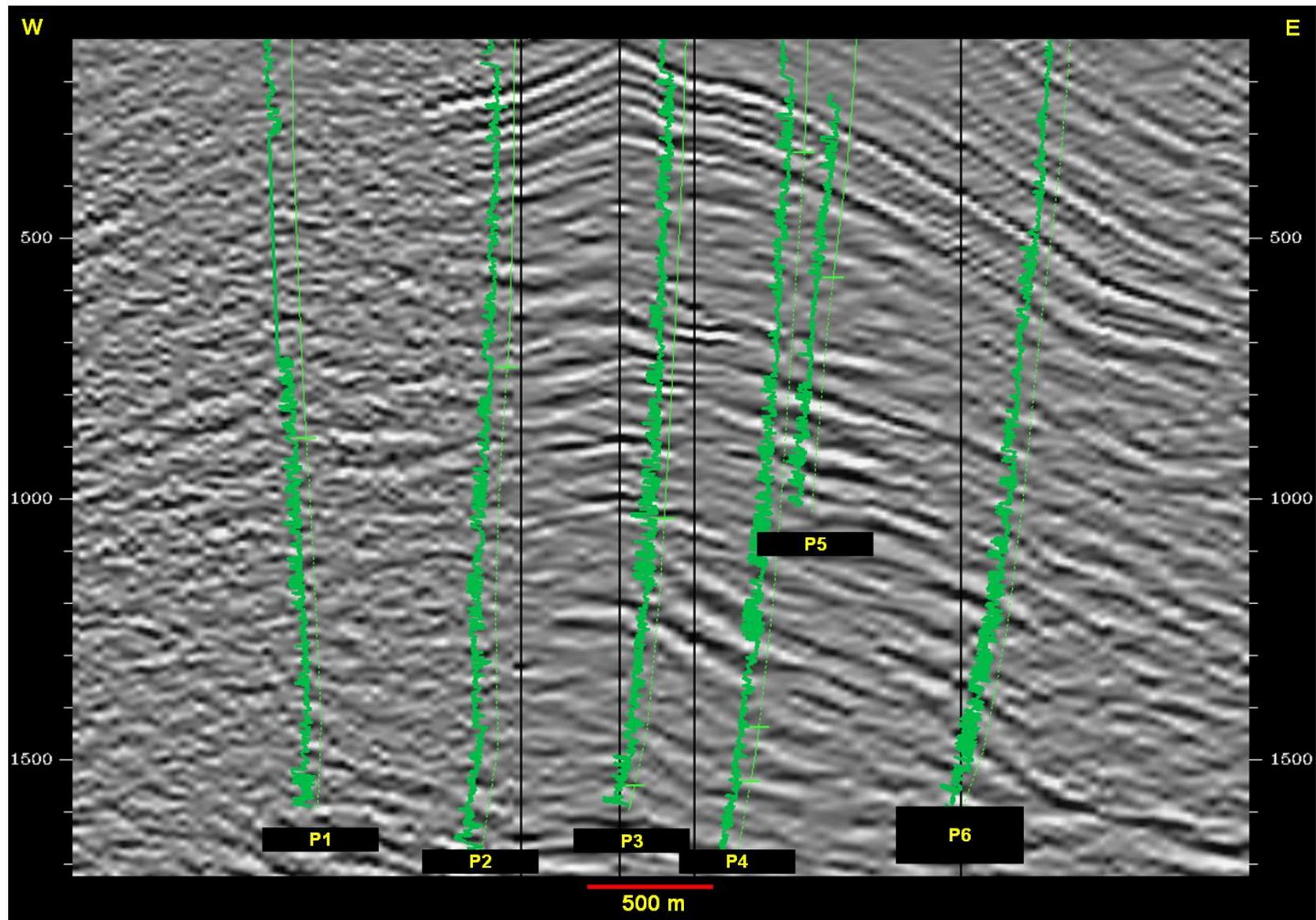


Figura 51. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 1. Localização na Figura 49.

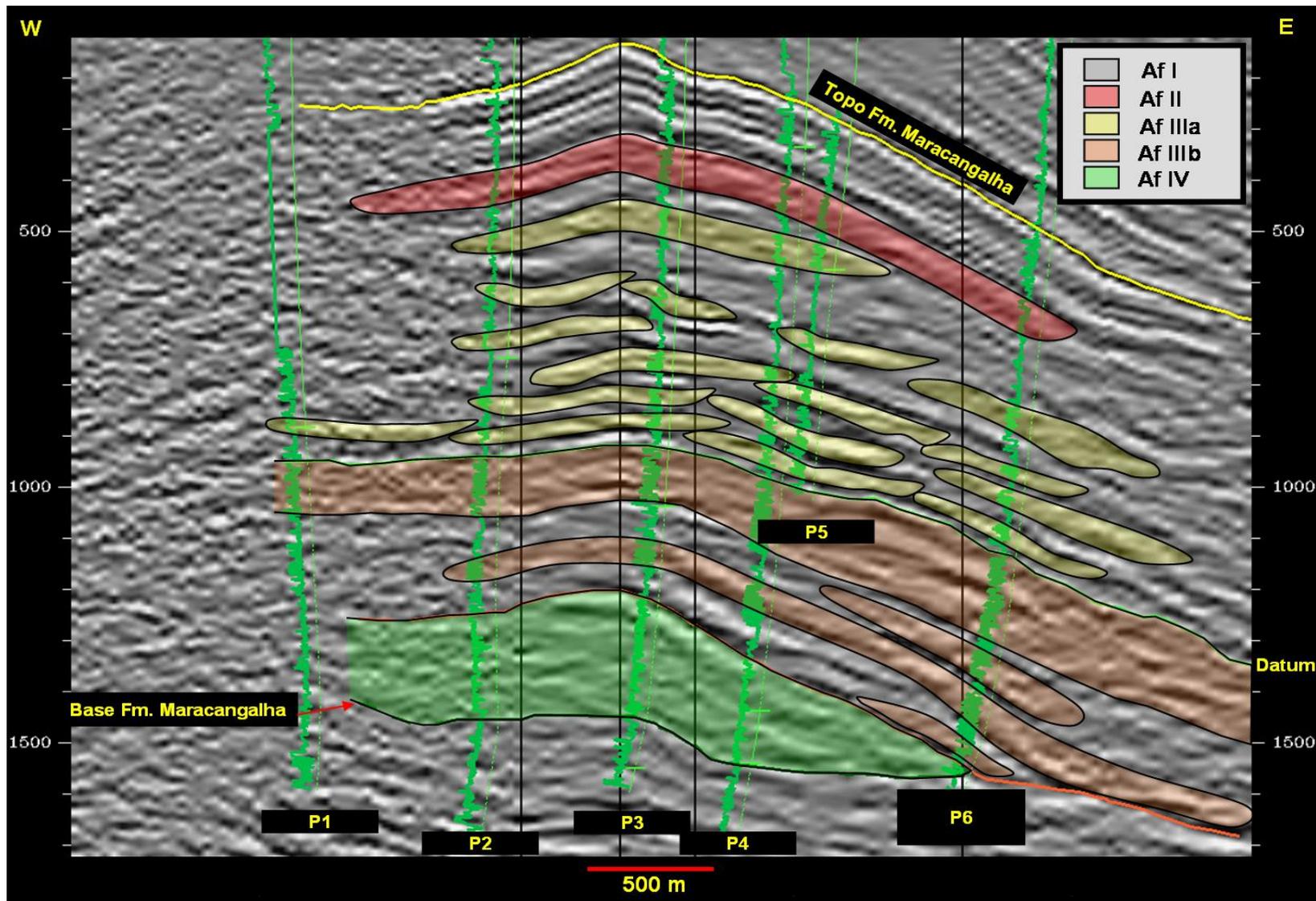


Figura 52. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 1. Localização na Figura 49.

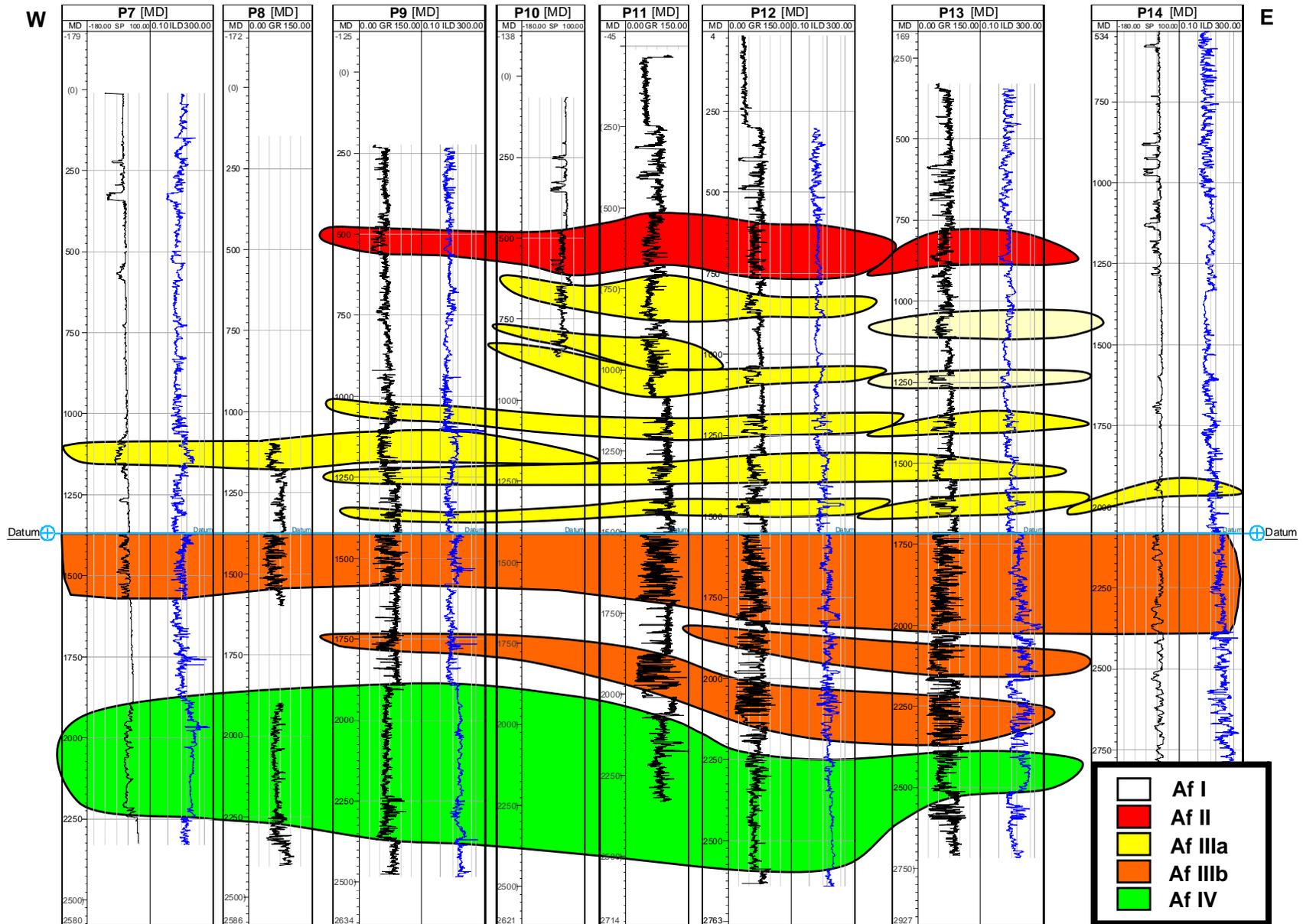


Figura 53. Seção estratigráfica 2. Localização na Figura 49.

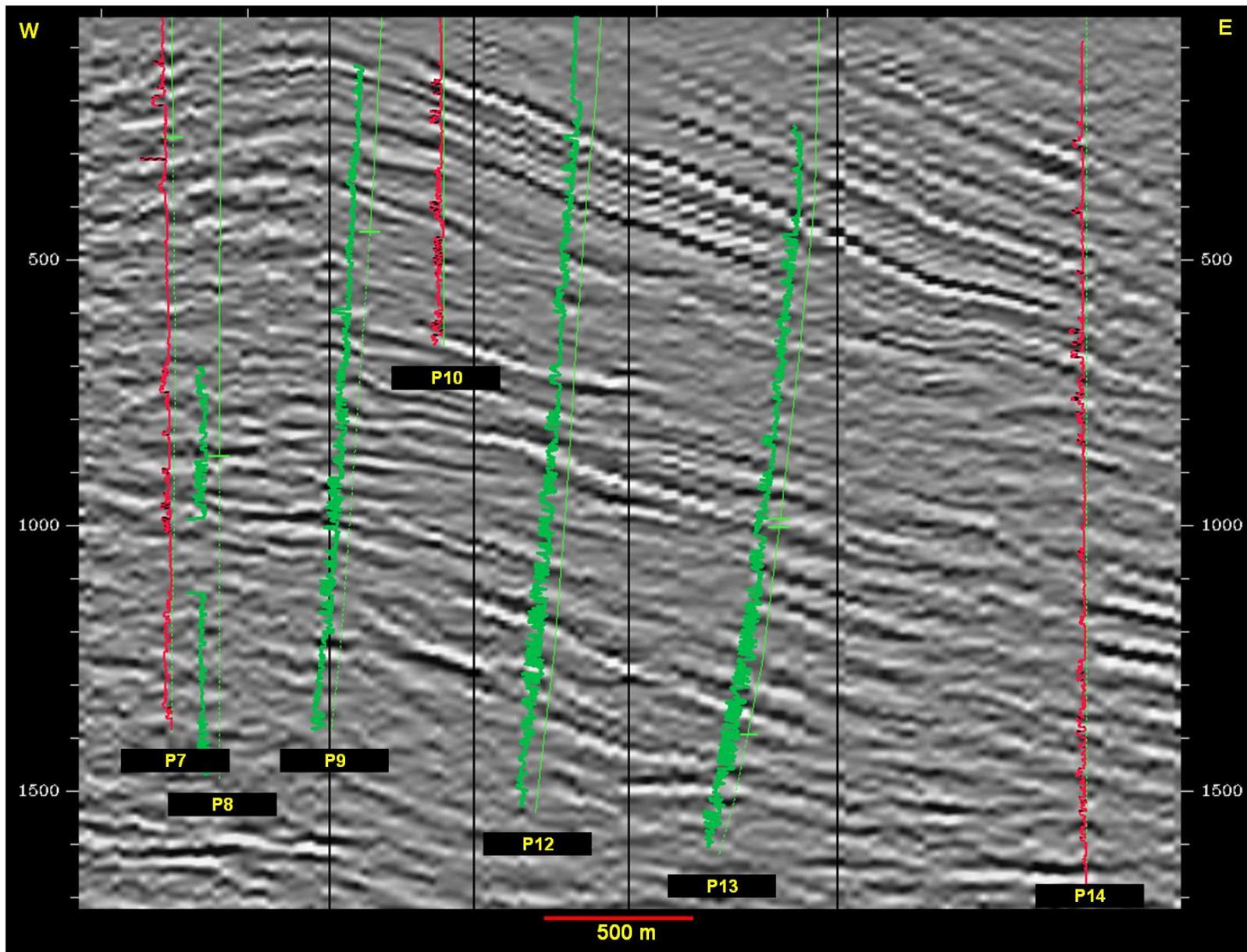


Figura 54. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 2. Localização na Figura 49.

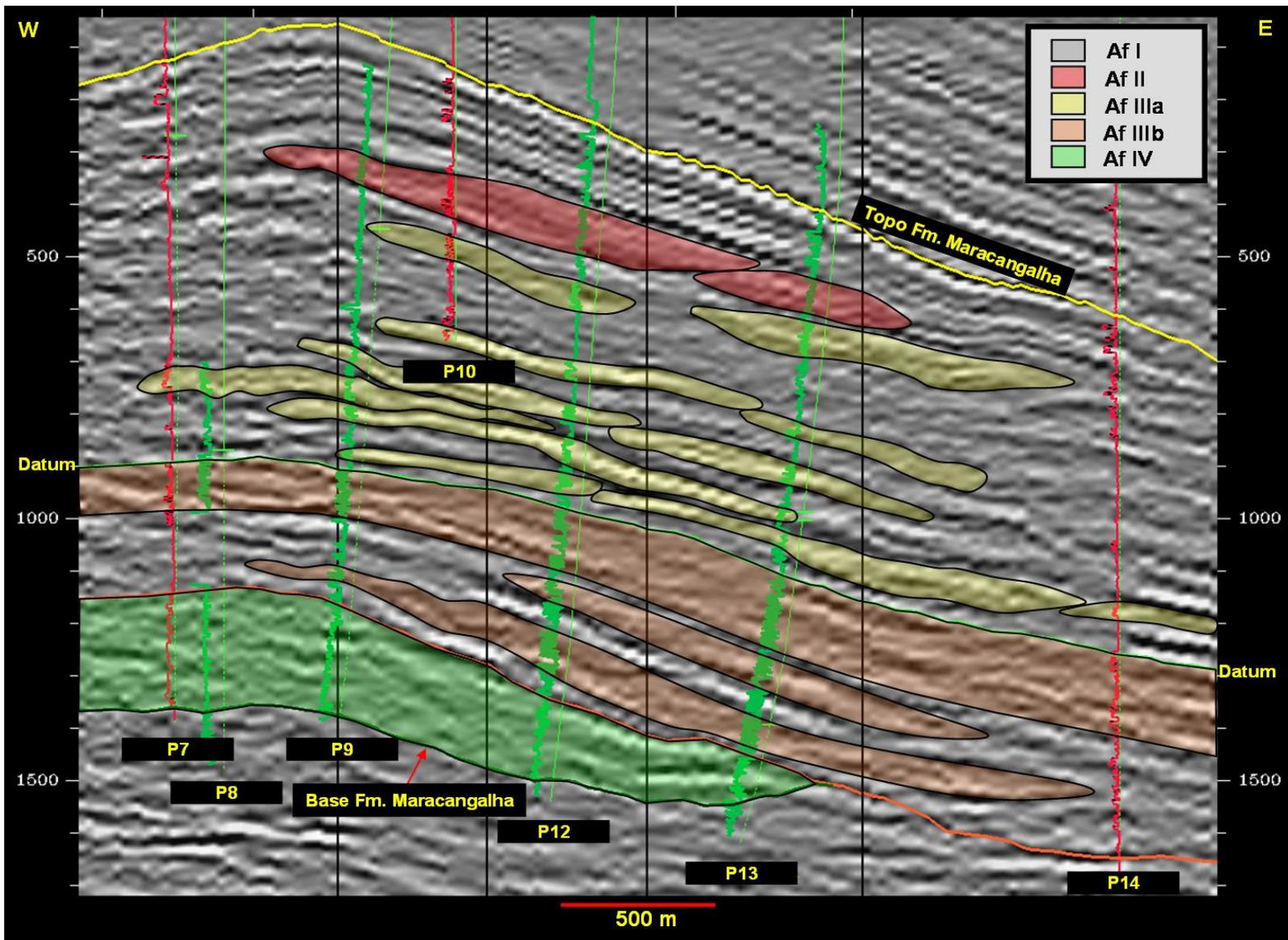


Figura 55. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 2. Localização na Figura 49.

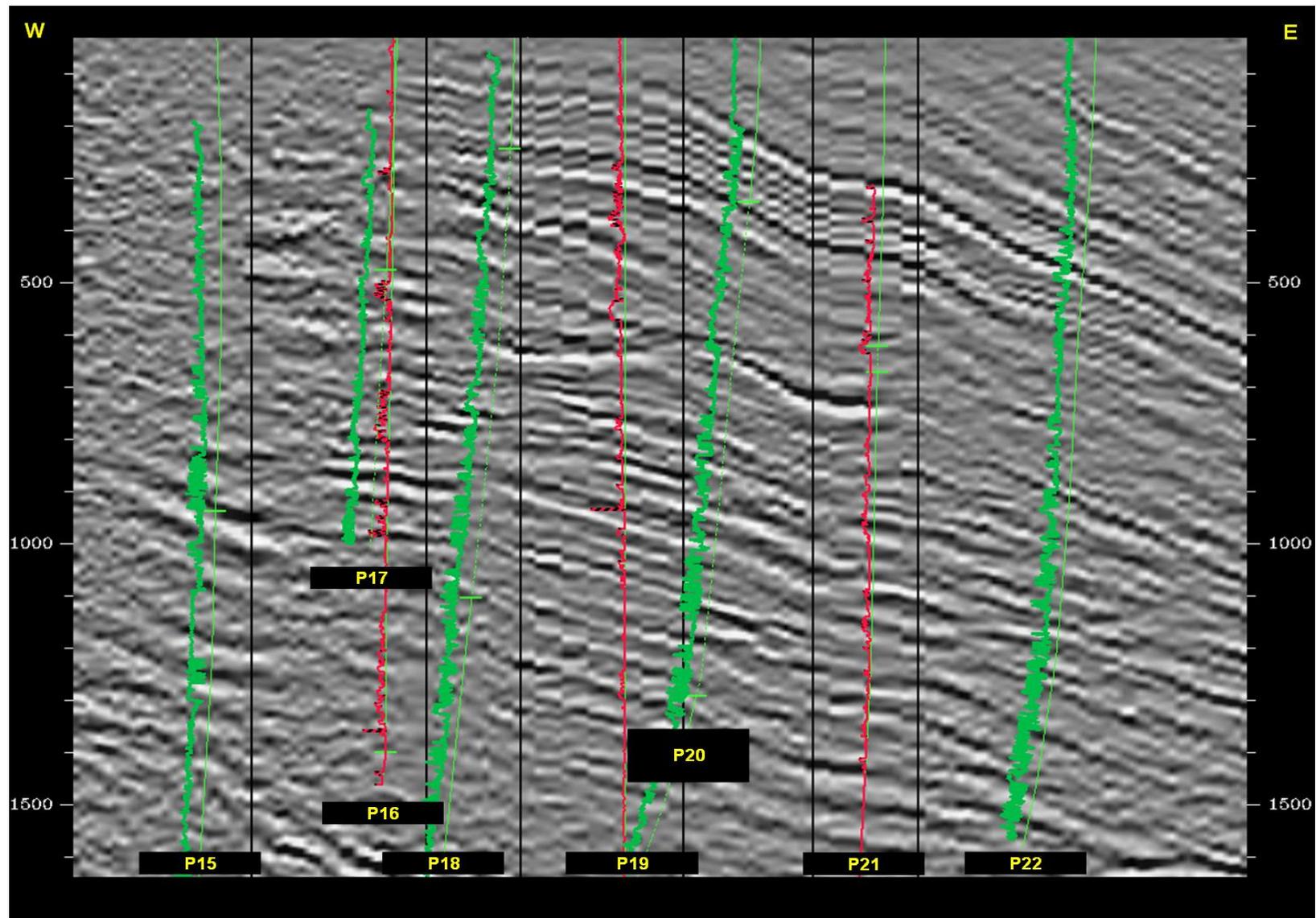


Figura 57. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 3. Localização na Figura 49.

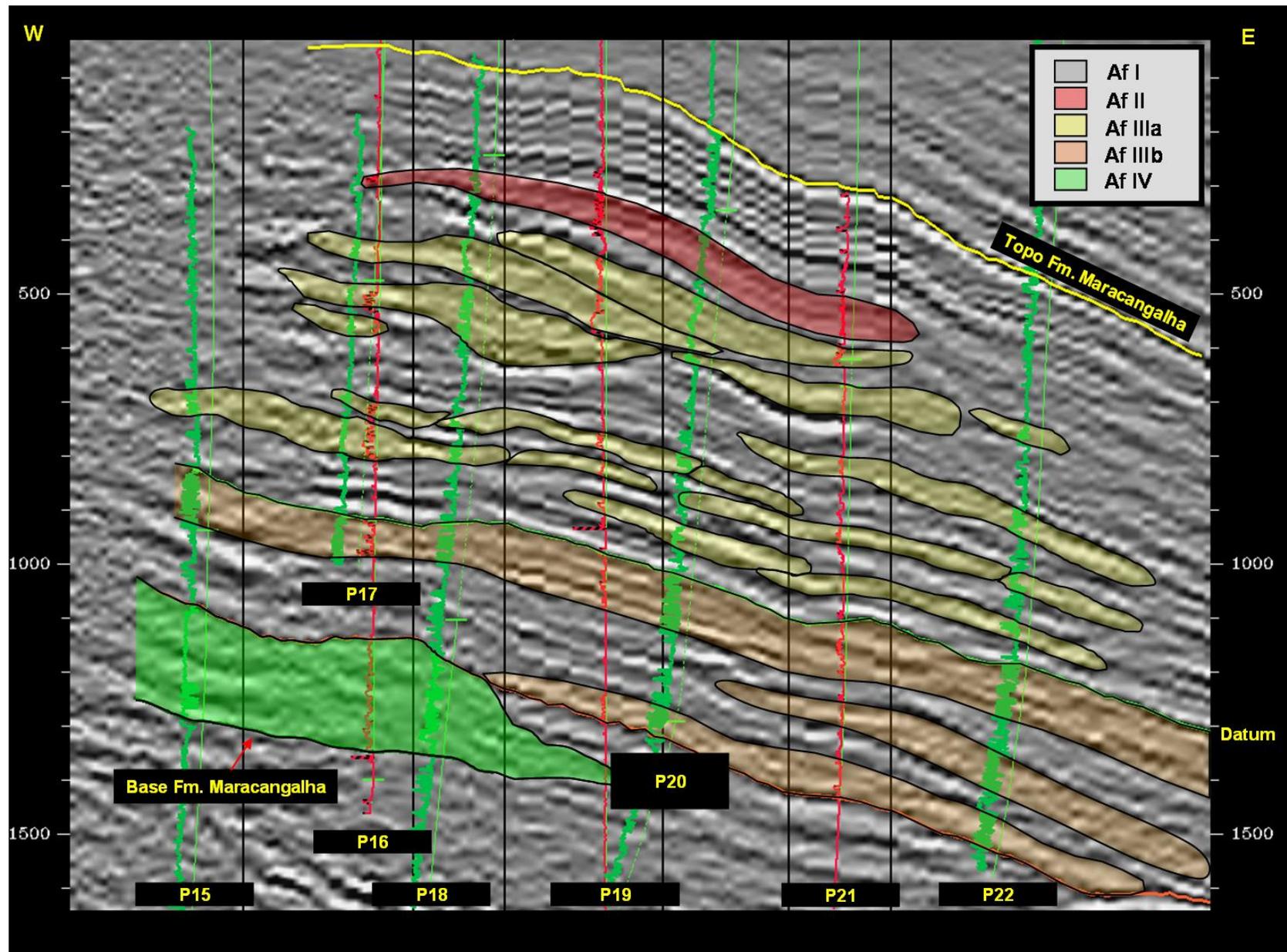


Figura 58. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 3. Localização na Figura 49.

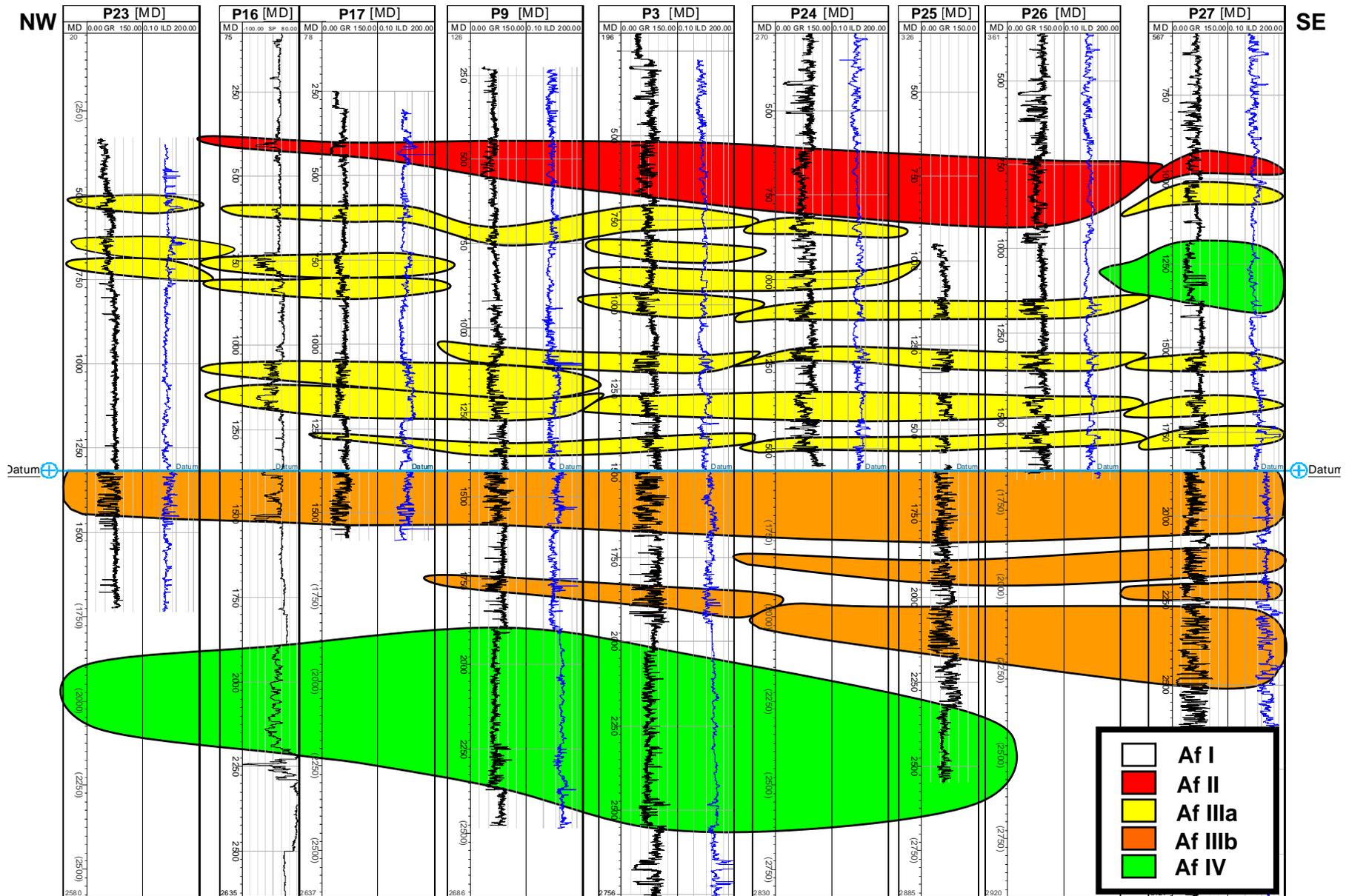


Figura 59. Seção estratigráfica 4. Localização na Figura 49.

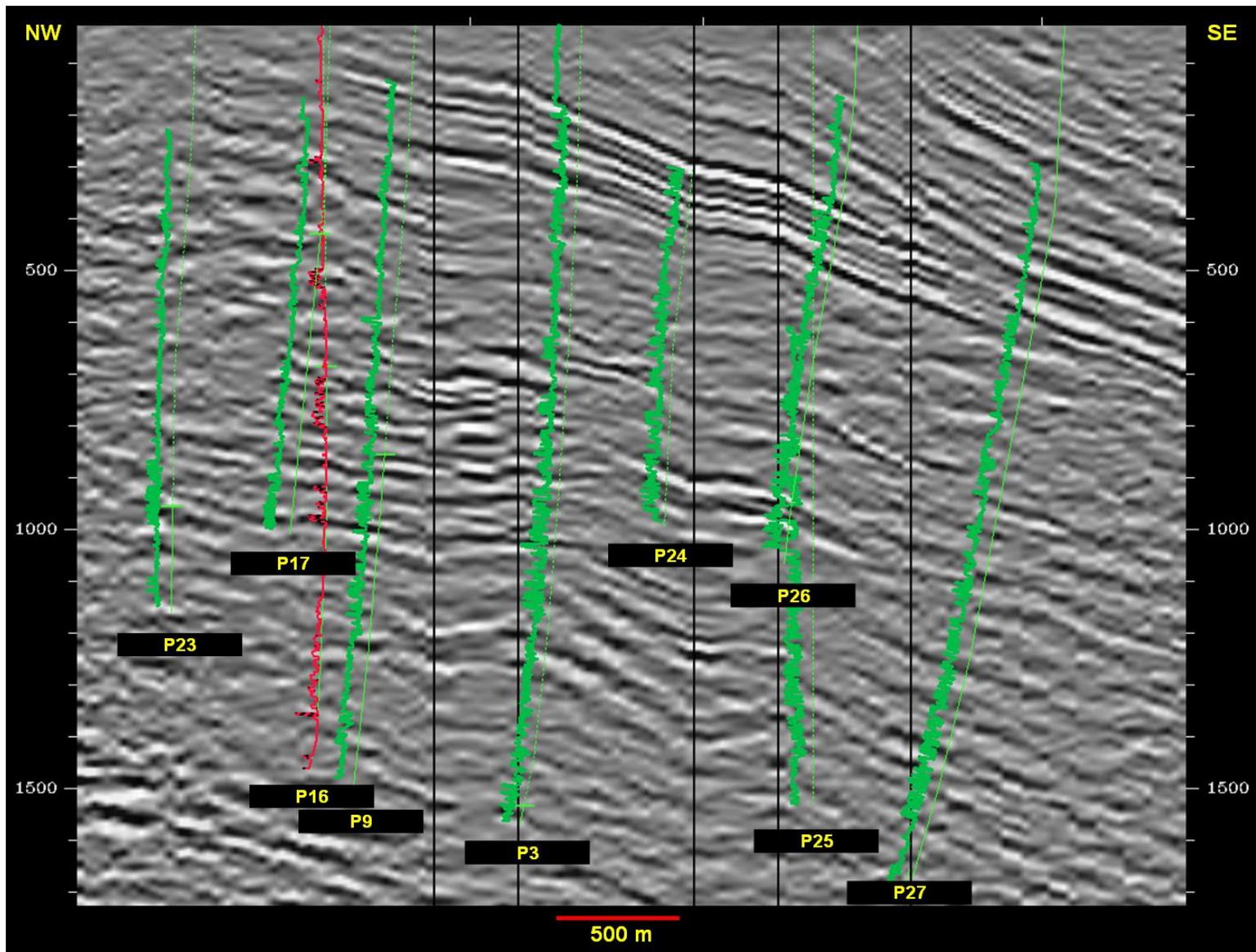


Figura 60. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 4. Localização na Figura 49.

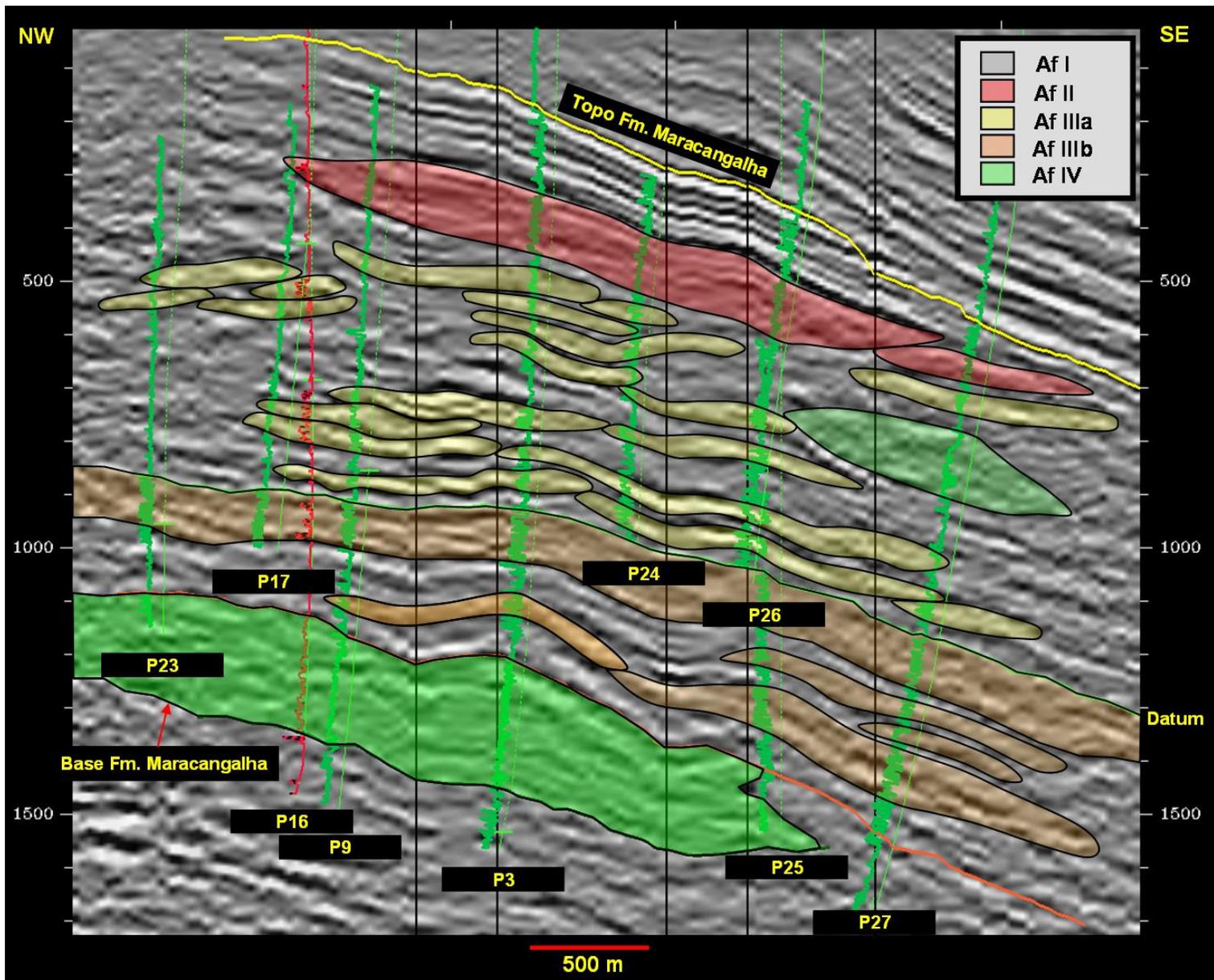


Figura 61. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 4. Localização na Figura 49.

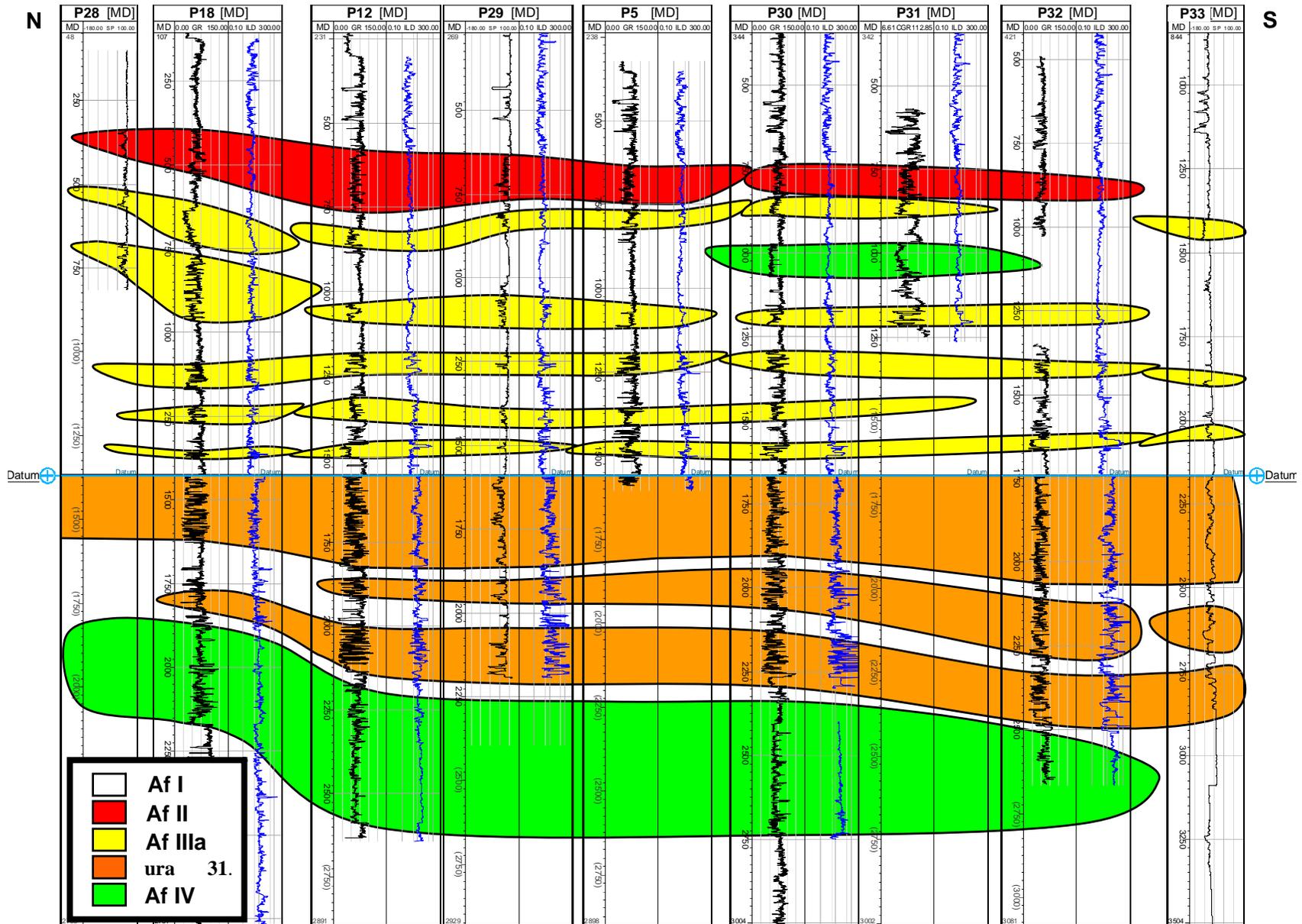


Figura 62. Seção estratigráfica 5. Localização na Figura 49.

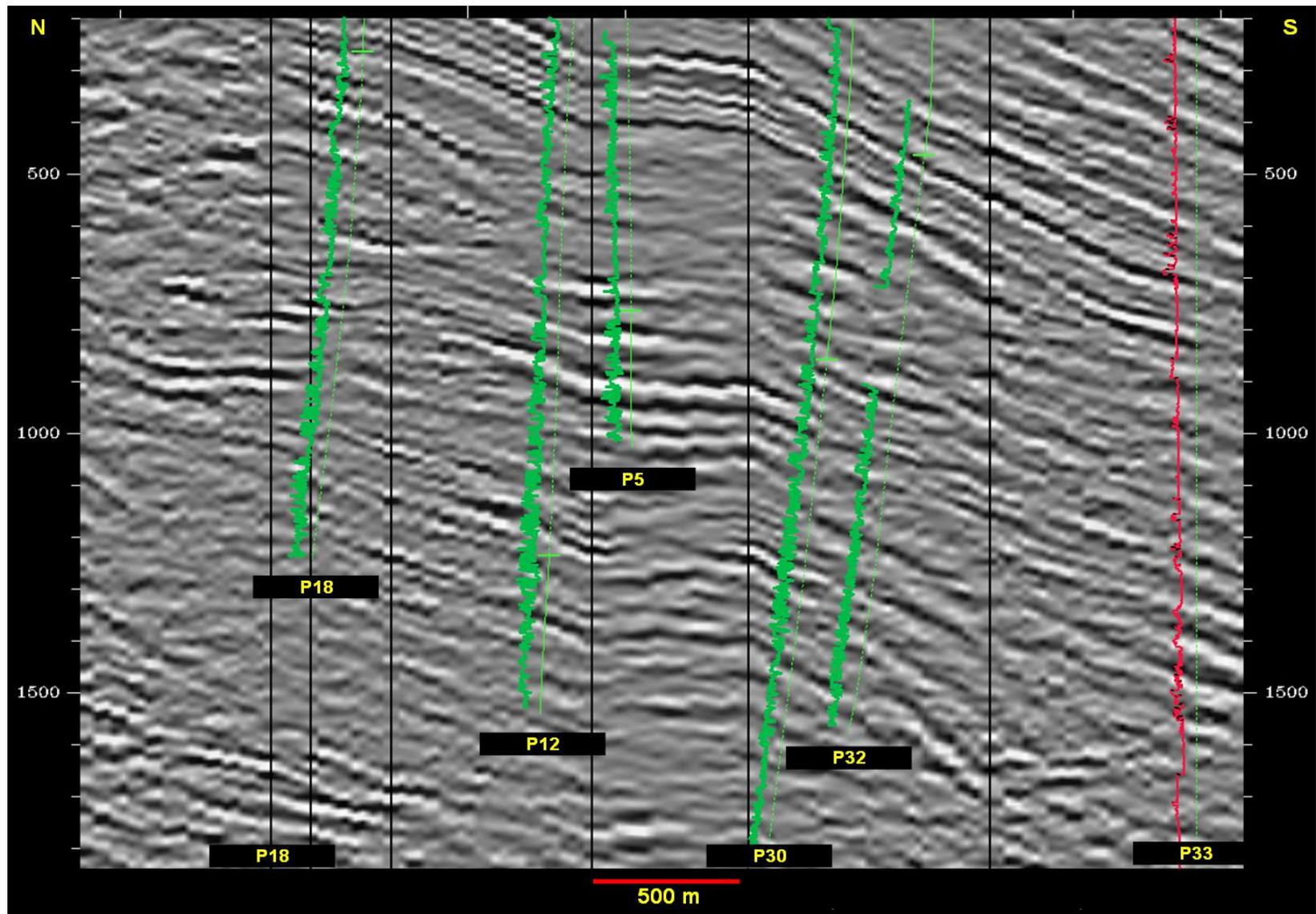


Figura 63. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 5. Localização na Figura 49.

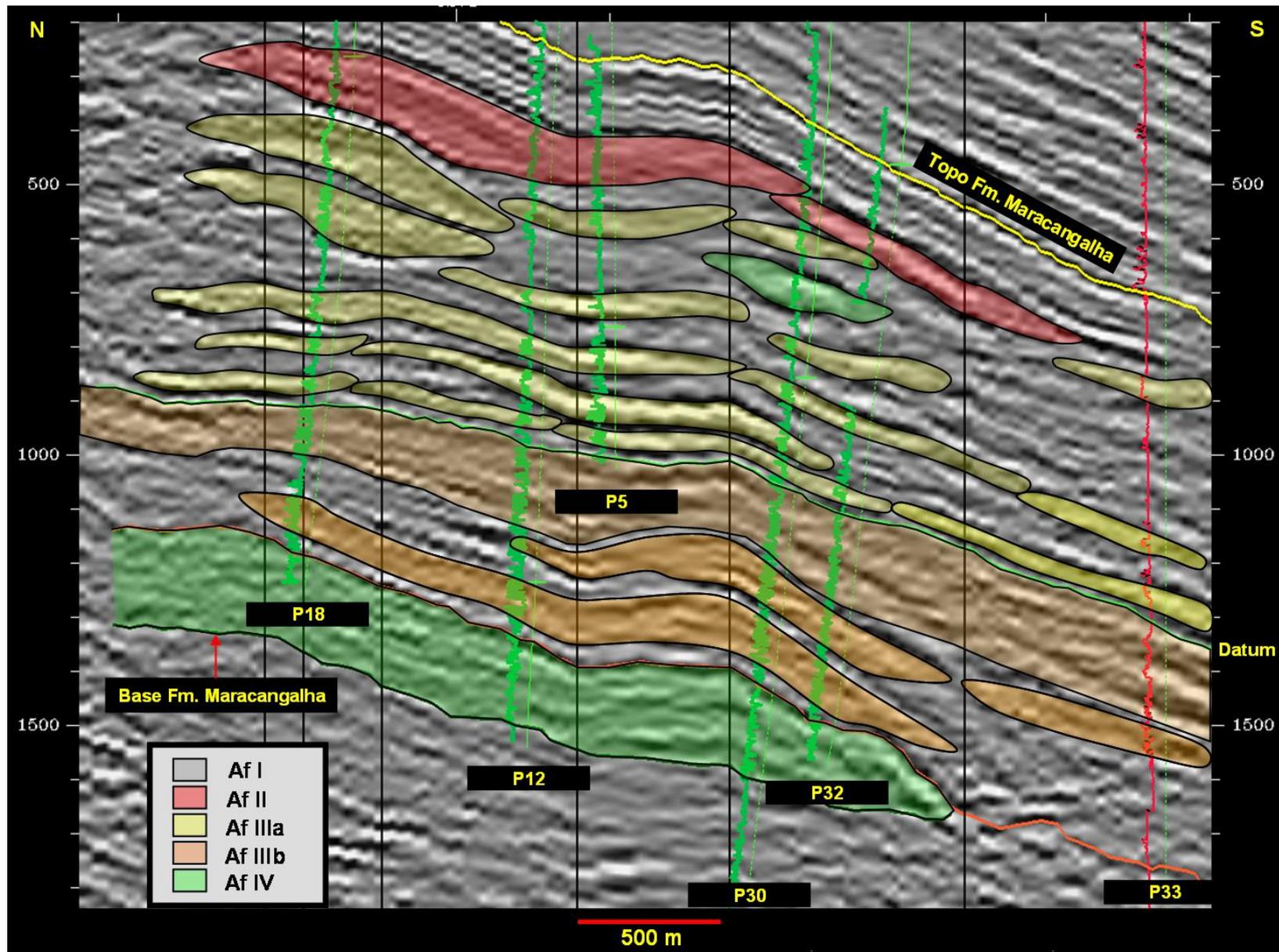
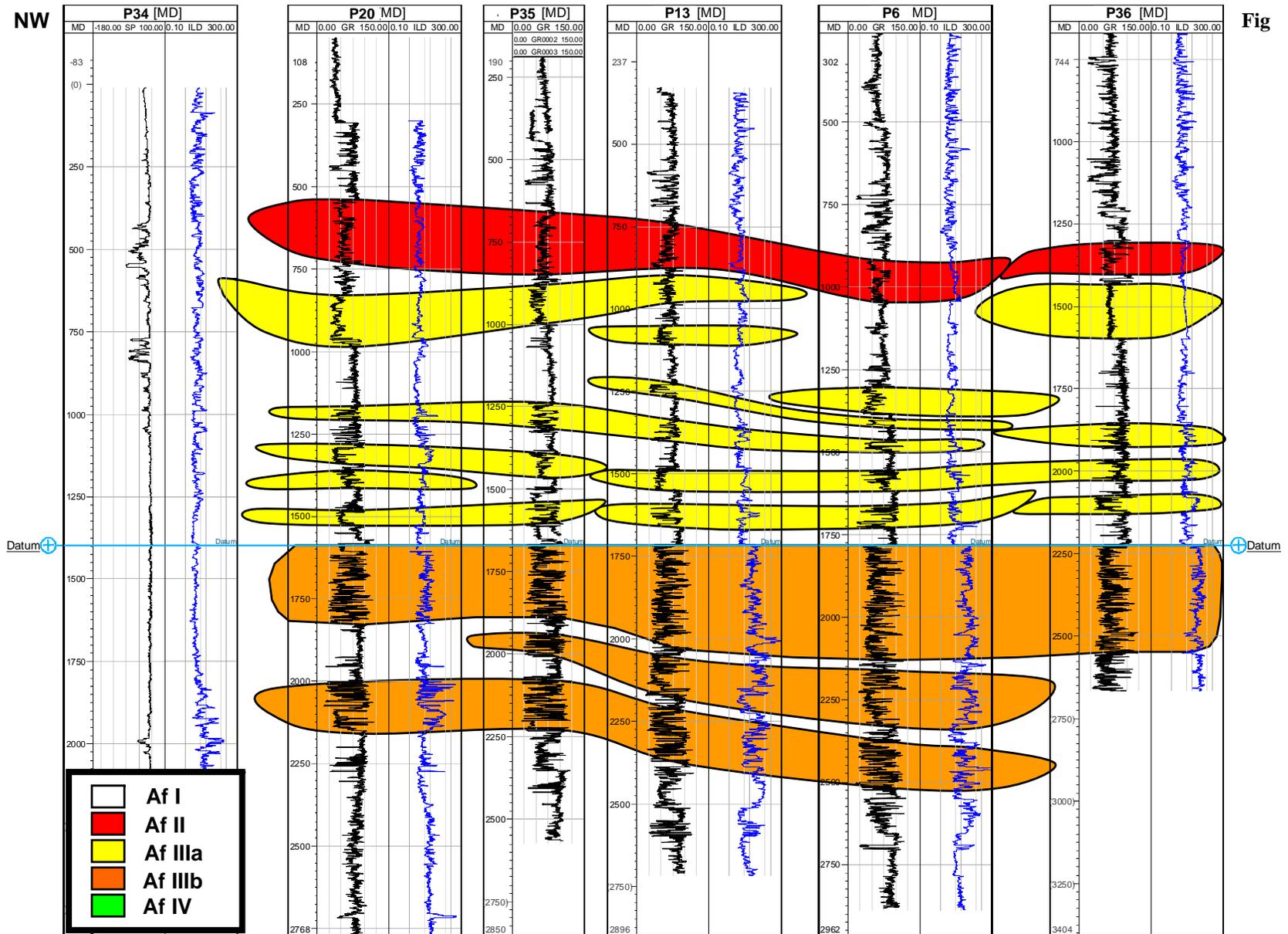


Figura 64. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 5. Localização na Figura 49.



Fig

Figura 65. Seção estratigráfica 6. Localização na Figura 49.

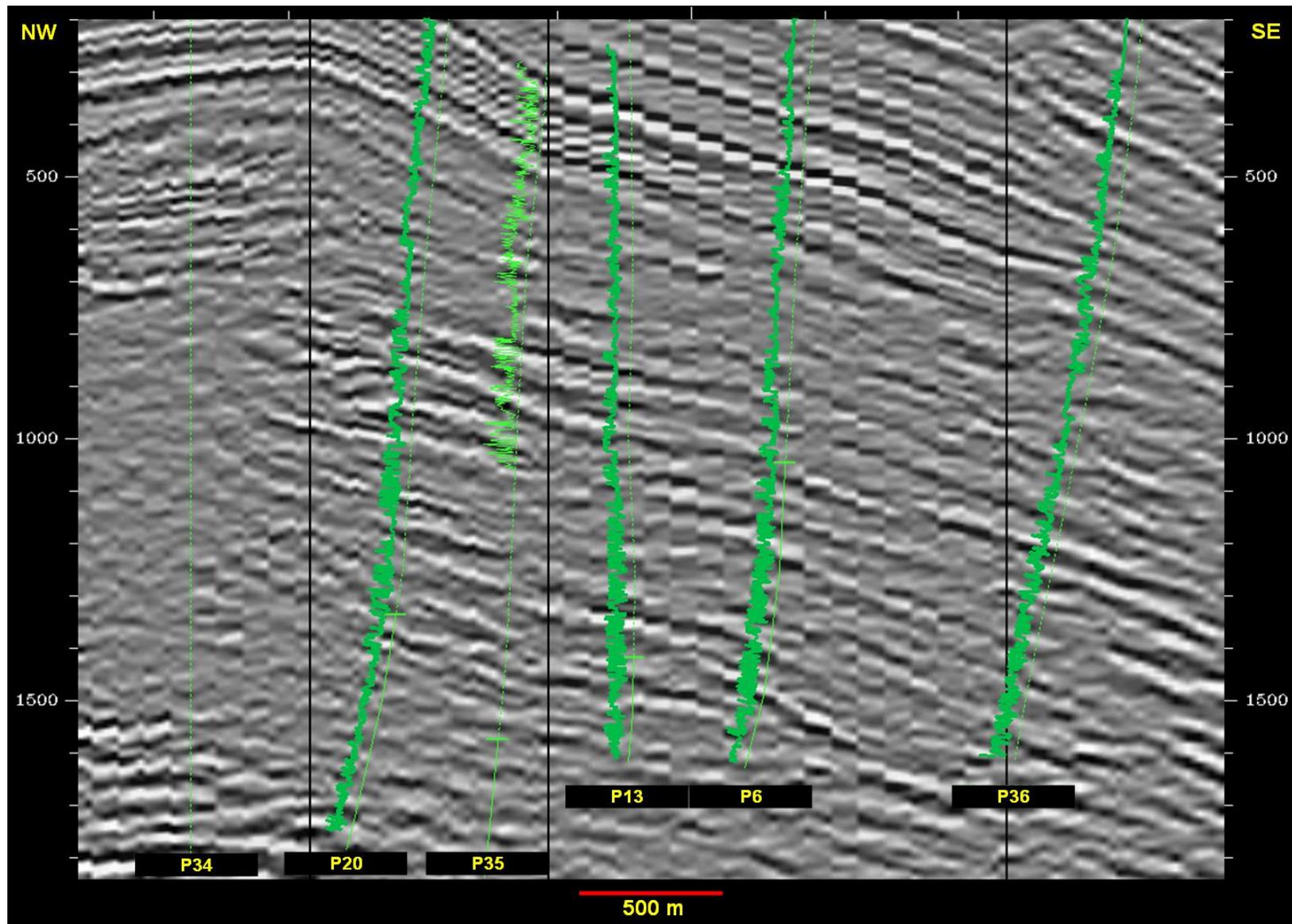


Figura 66. Seção sísmica não interpretada, correspondente à seção estratigráfica 6. Localização na Figura 49.

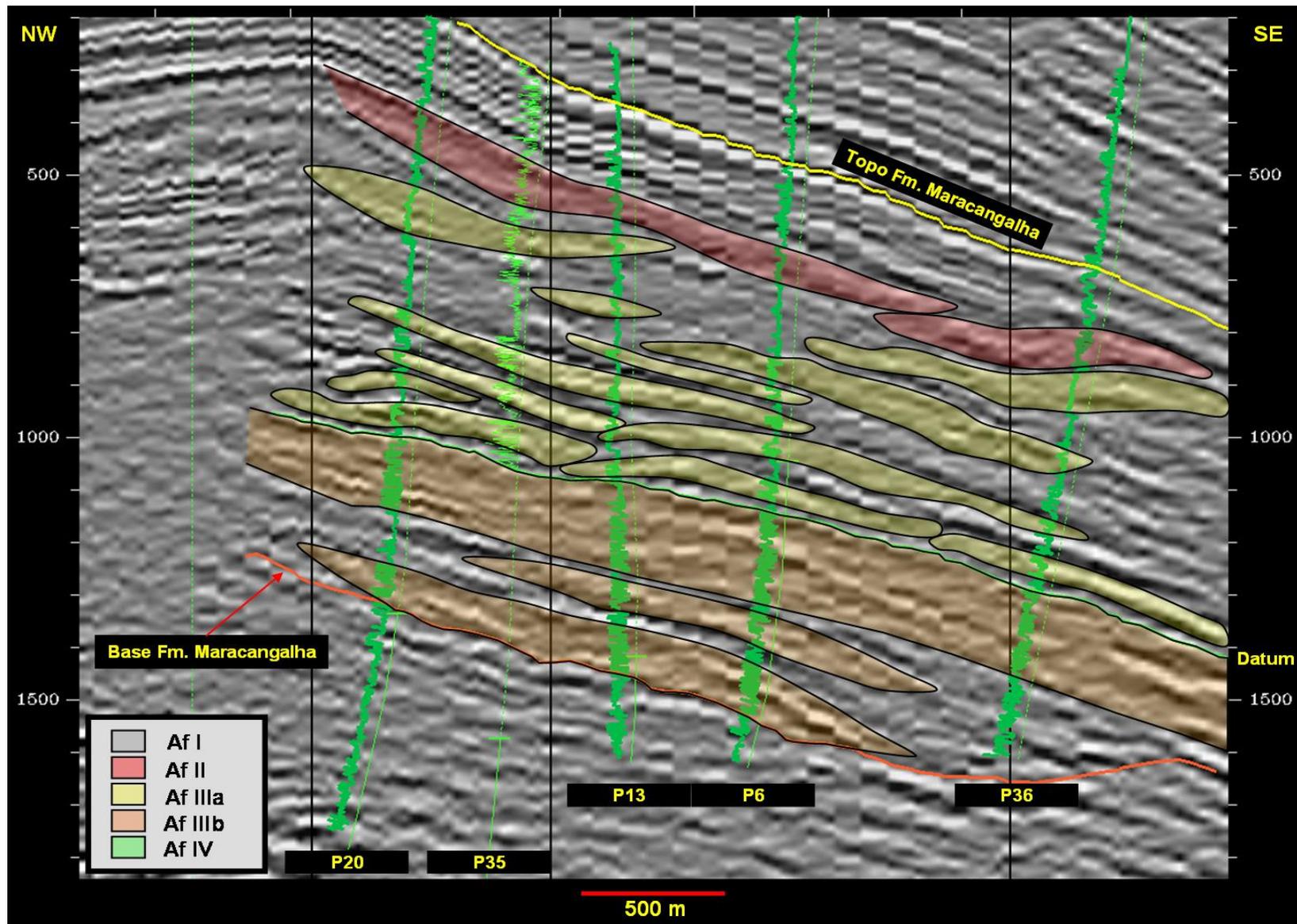


Figura 67. Seção sísmica interpretada, correspondente à seção estratigráfica 6. Localização na Figura 49.

7 CONECTIVIDADE ENTRE OS CORPOS ARENOSOS E POTENCIAL COMO RESERVATÓRIO

Os corpos arenosos da Formação Maracangalha possuem diferentes características no que diz respeito à conectividade entre si, de acordo com as diferentes associações de fácies a que pertencem.

Os corpos arenosos que compõem as Associações de Fácies II e IIIa ocorrem intercalados a espessos corpos de pelitos/diamictitos, representativos da Associação de Fácies I (Figuras 50 a 67). São poucos os depósitos arenosos superpostos em contato direto, sem a presença de pacotes pelíticos entre eles. Deste modo, para estas duas associações, a conectividade vertical entre possíveis reservatórios pode ser considerada baixa.

Mesmo para os poucos corpos em contato vertical, a possível presença de uma zona basal deformada, próxima à superfície de cisalhamento (Piper et al., 2004), causada pelo movimento gravitacional mergulho abaixo, pode dificultar o fluxo vertical entre os corpos, já que esta zona tende a encontrar-se relativamente impermeabilizada.

Por outro lado, o contato lateral entre os corpos destas associações é freqüente, principalmente quando eles fazem parte dos complexos de escorregamentos/deslizamentos, dispostos segundo uma arquitetura retrogradacional (Figuras 50 a 67), causada pelo prolongamento da instabilidade do talude mergulho acima (vide item relativo à descrição e interpretação das associações de fácies). Nestes casos, então, a conectividade lateral poderia ser eficiente. Porém, há que se considerar um importante aspecto: segundo esta disposição retrogradacional, os contatos laterais entre dois corpos se dão sempre entre a zona distal do corpo situado mergulho acima e a zona proximal do corpo situado mergulho abaixo (Figura 68). A zona distal dos corpos de deslizamentos/escorregamentos tende a apresentar deformação plástica, na forma de dobras e *thrusts* (Nardin et al., 1979; Stow et al., 1996), o que leva a um menor grau de permeabilidade, ocasionando dificuldades para fluxos laterais de fluidos entre corpos adjacentes.

Os depósitos que compõem a AfII apresentam arenitos pouco argilosos, de granulação mais grossa que nas outras associações, com deformação predominantemente rúptil, o que permite interpretá-los como os reservatórios com as melhores condições permo-porosas do campo, especialmente nas porções proximais dos corpos de deslizamentos, a exemplo do intervalo testemunhado no topo do poço P17 (400-430 metros), que possui forma de “caixote” na curva de GR (Figura 39).

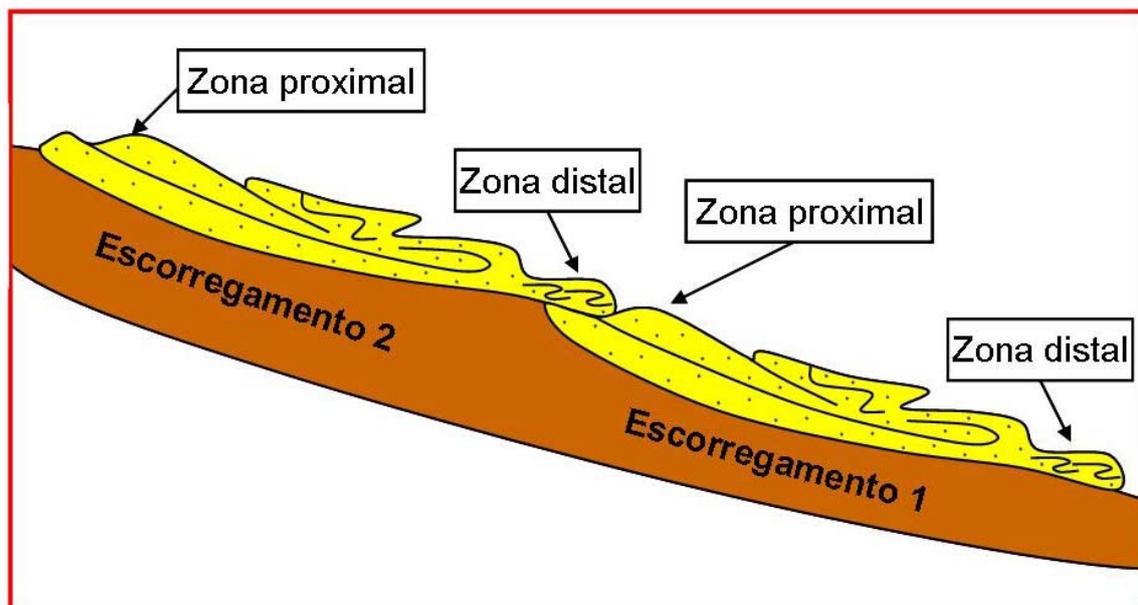


Figura 68. Contato lateral entre corpos de escorregamentos, dispostos segundo uma arquitetura retrogradacional. Observar que a zona distal, mais deformada, do escorregamento mais jovem (2) superpõe-se à zona proximal, menos deformada, do escorregamento mais antigo (1).

Internamente aos corpos da AfIIIa, a presença de diversas camadas compostas pela fácies deformacional D5, mais argilosa, chegando até a 7 metros de espessura (Figuras 41 a 43), prejudica o potencial desta associação como reservatório, principalmente nas porções distais. As porções proximais, teoricamente menos deformadas, apresentam maiores chances de desenvolverem bons reservatórios. Esta hipótese parece ser corroborada pela observação feita por Silva (informação oral¹) de que os melhores reservatórios do campo ocorrem próximos ao Diápiro de São Pedro.

Os corpos representativos da Associação de Fácies IIIb (possivelmente turbiditos) também apresentam intercalações de espessos corpos pelíticos, dificultando sua conectividade vertical. Lateralmente, estes corpos podem ser tão extensos quanto os limites do Campo de Jacuípe, a exemplo do corpo situado logo abaixo do datum estratigráfico. Internamente, porém, são compostos por camadas arenosas com espessura média de 2 a 5 metros, intercaladas com camadas de folhelho de 2 a 3 metros, o que impede uma boa conectividade vertical interna aos corpos (Figura 45). O grau de deformação interna das camadas arenosas é relativamente baixo (não há a presença da fácies deformacional D5, que representa estágio deformacional mais avançado), mas a granulação geralmente fina a muito fina diminui seu potencial como reservatório.

A Associação de Fácies IV é composta basicamente por um único corpo, que atinge espessuras de até 520 metros, limitado acima, abaixo e lateralmente por folhelhos/diamictitos.

¹ Em reunião técnica realizada em Salvador, no ano de 2005.

Assim, não apresenta conectividade com outros corpos arenosos. Internamente, é composto por espessos pacotes de arenitos argilosos (API médio de 65) da fácies deformacional D5, que não constituem bons reservatórios (estágio intermediário entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos). Delgadas camadas de granulometria mais fina, intercaladas a estes arenitos argilosos, compostas pela fácies deformacional D6, podem dificultar a conectividade vertical interna aos corpos (Figura 48).

8 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA

A área de estudo (Campo de Jacuípe) está localizada no interior de uma espessa calha sedimentar, feição conhecida como Baixo de Miranga, que representa a região de depocentro do Compartimento Central da Bacia do Recôncavo, junto à falha de borda de Salvador (Figura 3). Assim sendo, a história evolutiva desta área e da Formação Maracangalha está intimamente ligada à própria história de desenvolvimento do *rift*, que teve sua origem ligada ao processo de estiramento crustal que resultou na fragmentação do Gondwana e abertura do Atlântico Sul (Milhomem et al., 2003), há cerca de 145 M.a. atrás.

O preenchimento do *rift* inicia com a deposição dos folhelhos escuros lacustres do Membro Tauá da Formação Candeias, no Berriasiano (Andar Eo-Rio da Serra), sobrepostos discordantemente aos arenitos flúvio-eólicos da Formação Água Grande. Este período marca uma importante mudança climática na bacia, com o clima passando de árido para úmido (Caixeta et al., 1994). Milhomem et al. (2003) consideram que esta transgressão lacustre está relacionada a um incremento regional nas taxas de subsidência, sob moderada atividade tectônica. Nesta época, caracterizada pelo final da estabilidade tectônica, a configuração da bacia era a de uma calha estreita, alinhada na direção NE-SW, onde já se delineavam os baixos de Miranga e Camaçari (Silva et al., 1989)

Segundo Figueiredo et al. (1994), durante o Andar Rio da Serra Médio, em um estágio de franca evolução do *rift*, devido à taxa de sedimentação dos folhelhos, calcilutitos e arenitos turbidíticos do Membro Gomo da Formação Candeias (biozona NRT² 003) ser muito menor que a elevada taxa de subsidência da bacia, o lago Recôncavo tornava-se mais e mais profundo. O primeiro grande pulso tectônico da fase *sin-rift* ocorreu nesta época, esculpindo as principais feições estruturais da bacia e alterando os processos sedimentares vigentes (Silva et al., 1989). Durante esta fase de tectonismo ativo, a criação de relevo ao longo da borda falhada seria muito maior que as taxas de erosão (estágio de bacia “faminta”), ocasionando agradiação de sedimentos grossos da Formação Salvador junto à falha de borda e deposição de sedimentos lacustres finos do Membro Gomo no *hanging-wall* (Magnavita & Silva, 1995). A depressão rasa e alongada, característica dos tempos de quiescência tectônica, cedeu lugar a um graben assimétrico, mergulhante para leste/sudeste, em direção ao sistema de falhas de Salvador (Silva et al., 1989).

A partir da porção inferior do Andar Rio da Serra Superior (NRT 004.1 e NRT 004.2), no início do Valanginiano (138 M.a.), a Bacia do Recôncavo desenvolveu-se cada vez

² Zona de Nanofósseis *Reconconvona Triebeli*

mais para oeste, ampliando os limites do lago, em resposta aos esforços distensivos do rifteamento (Silva et al., 1989). Nesta fase iniciou-se a deposição dos folhelhos lacustres da Formação Maracangalha, em um lago que, embora menos profundo e mais extenso do que aquele do Membro Gomo, ainda mantinha elevadas batimetrias (Milhomem et al., 2003).

Silva & Picarelli (1990) afirmam que durante a transição do Andar Rio da Serra Médio (biozona NRT 003) para o Andar Rio da Serra Superior (biozona NRT 004), dois importantes eventos ocorrem: o primeiro diz respeito a uma mudança de clima, de úmido para seco; o segundo é o estabelecimento de uma relativa quiescência tectônica. A quiescência tectônica e o clima seco possibilitaram então, durante o Andar Rio da Serra Superior, um aumento considerável no aporte sedimentar para a bacia, com erosão nas áreas plataformais a norte-noroeste e deposição, nos baixos regionais, de espessos pacotes agradacionais de arenitos dos membros Pitanga e Caruaçu da Formação Maracangalha (NRT 004 inferior).

A sobrecarga sedimentar destes pacotes arenosos teria levado à instabilidade do substrato argiloso, criando condições favoráveis ao desenvolvimento de diápiros de folhelhos, os quais, por sua vez, passaram a controlar a deposição dos corpos arenosos subseqüentes em calhas inter-diapíricas (Silva et al., 1989). Dados dos folhelhos da base dos diápiros revelam que a maior parte apresenta idades correspondentes à biozona NRT 003, podendo-se concluir que o processo de diapirismo deve ter iniciado à época de deposição do Membro Gomo da Formação Candeias, com posterior incremento a partir da deposição dos pacotes arenosos dos membros Pitanga e Caruaçu. Figueiredo et al. (1994) acreditam que os folhelhos da Formação Maracangalha foram a fonte para os diápiros; enquanto terremotos episódicos ocorriam, os arenitos do Membro Pitanga eram depositados entre as massas argilosas, causando sobrecarga, como os folhelhos apresentam densidade menor que os arenitos, movimentaram-se para cima, iniciando o diapirismo na bacia.

Uma hipótese alternativa seria a deposição dos corpos arenosos do membro Pitanga, principalmente, diretamente sobre os folhelhos do Membro Gomo, causando sua instabilização e diapirismo inicial, sendo então posteriormente recobertos pelos folhelhos Maracangalha. Observa-se, nas seções estratigráficas e sísmicas ao longo do Campo de Jacuípe (Figuras 50 a 64), que os espessos corpos representativos da Associação de Fácies IV, cujas espessuras chegam a atingir até 520 metros nas porções proximais, junto ao Diápiro de São Pedro, estão depositados diretamente sobre os folhelhos do Membro Gomo (valores de resistividade maiores que os folhelhos Maracangalha), reforçando esta hipótese alternativa. No caso, os pacotes arenosos da AfIV, (equivalentes ao Membro Pitanga) teriam ocasionado

sobrecarga sobre os folhelhos do Membro Gomo, atuando como mecanismo de disparo da argilocinese responsável pela formação do Diápiro de São Pedro.

Dentro do amplo espectro de depósitos de ressedimentação, interpreta-se que os corpos representativos da AfIV, considerados aqui como estágios intermediários entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos; e, eventualmente, corpos representativos da AfIIIb, aqui interpretados como turbiditos, estariam entre os produtos com maior eficiência de transporte; isto é, a distância percorrida a partir da área-fonte seria maior (Figura 69). Silva et al. (1989) interpretam, para o Andar Rio da Serra Superior, uma paleo-linha de charneira localizada a uma distância de mais de 20 km a noroeste do Campo de Jacuípe (Figura 70). A partir desta paleo-linha de charneira, sedimentos mais antigos teriam sido remobilizados para as porções mais profundas do lago, percorrendo distâncias razoáveis até depositarem-se como escorregamentos altamente móveis/fluxos de detritos e turbiditos, nas proximidades da área do Campo de Jacuípe. O mapa de isópacas da porção inferior do Andar Rio da Serra Superior (Silva et al., 1989), que compreende a Formação Maracangalha, pela sua forma, também sugere proveniência a partir de áreas-fonte situadas a norte-noroeste (Figura 71). Castro (1992) afirma que o estágio *rift* da Bacia do Recôncavo evoluiu de uma sedimentação lacustre profunda a rasa durante o Andar Rio da Serra. Neste estágio, os depósitos gravitacionais de lago profundo ocorreriam nos membros Pitanga e Caruaçu, alimentados lateralmente a partir de fluxos gravitacionais oriundos da escarpa da Falha de Salvador e longitudinalmente, a partir de áreas-fonte flúvio-deltaicas, provenientes do norte. Os turbiditos de lago profundo consistem, segundo Castro (1992) de arenitos maciços a fluidizados, intercalados com diamictitos de fluxos gravitacionais

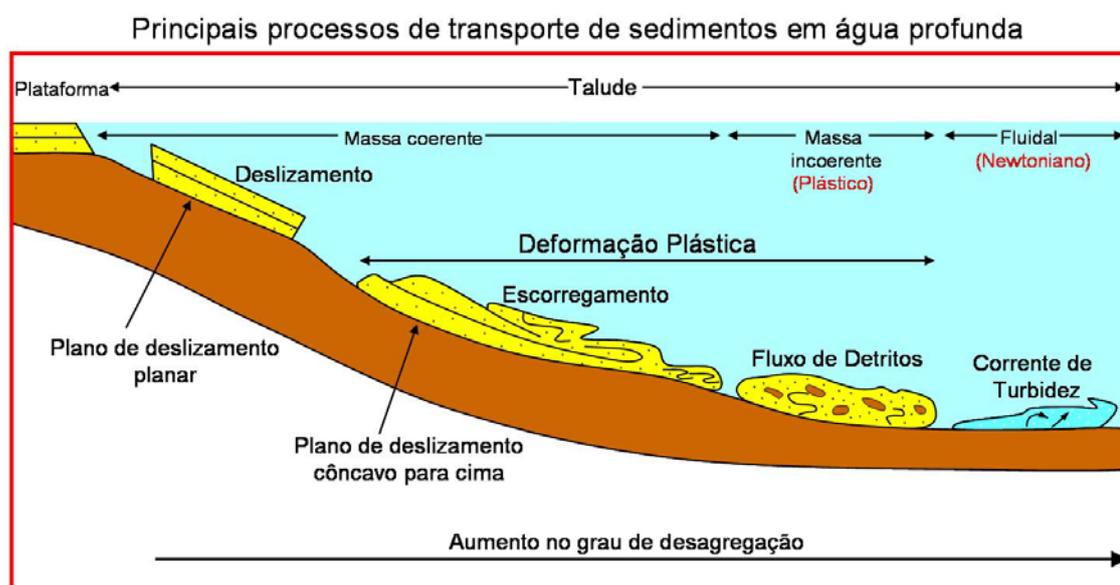


Figura 69. Continuum de processos de transporte de sedimentos em água profunda. Modificado de Shanmugam et al. (1995).

Os perfis GR e SP dos poços do campo mostram, a partir da base da Formação Maracangalha, uma ligeira tendência retrogradacional geral (*fining upward*) até um pacote de folhelhos/diamictitos, na base do qual encontra-se o datum utilizado nas seções estratigráficas. Na base ocorrem os pacotes que compõem a AfIV e no topo corpos compostos pela AfIIIb (Figura 72). Esta constatação parece bastante lógica, quando admitida a possibilidade de que a AfIIIb representa corpos turbidíticos; deste modo, depósitos turbidíticos, mais distais, estariam superpostos a corpos de escorregamentos/fluxos de detritos (AfIV), mais proximais (Figura 69), caracterizando um padrão de empilhamento retrogradacional.

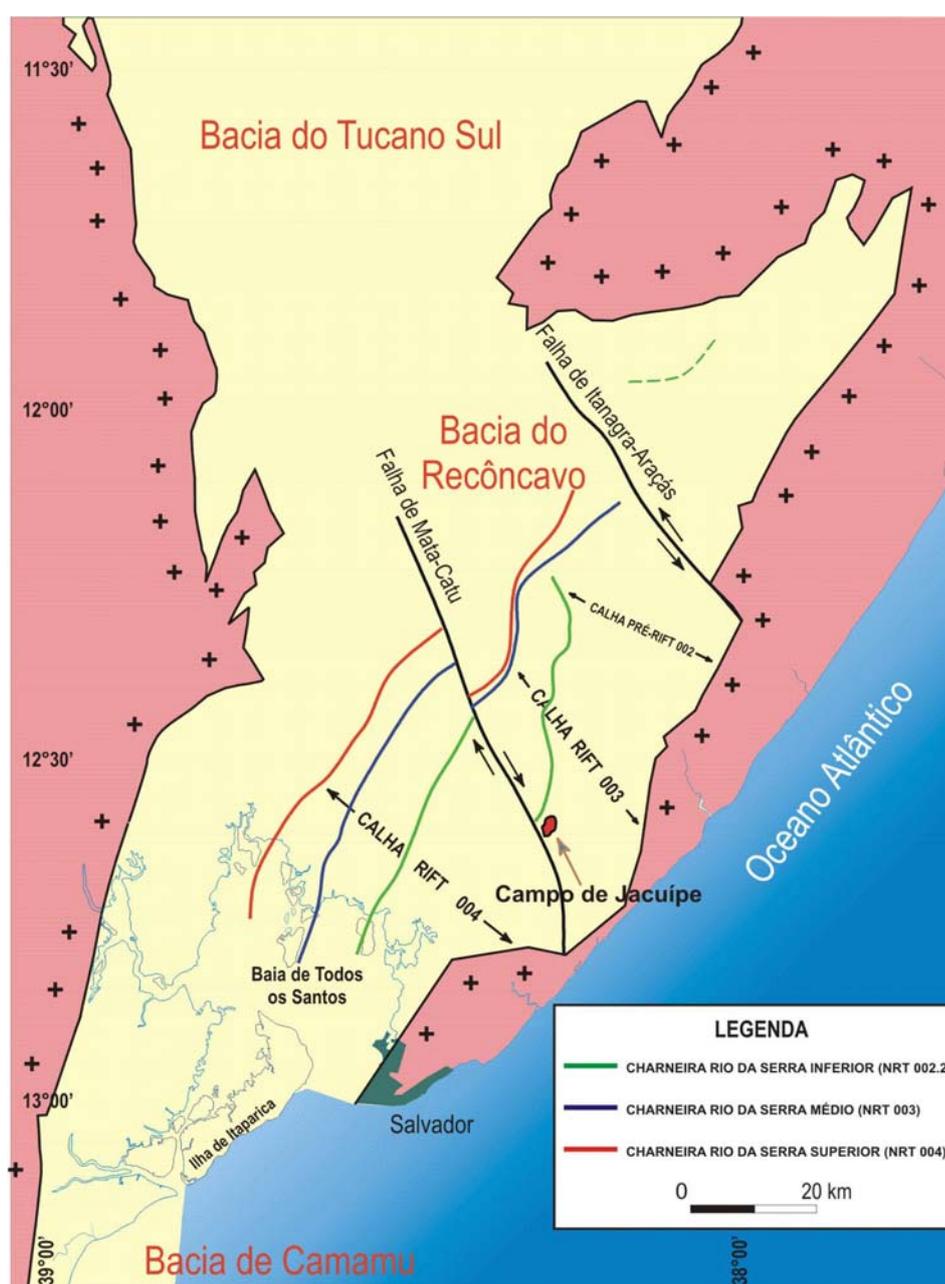


Figura 70. Localização das paleo-linhas de charneira pré-rift e rift. Observar que as charneiras rift encontravam-se a pouco mais de 20 km a norte-noroeste do Campo de Jacuípe (Modificado de Silva et al., 1989 e Milhomem et al., 2003)

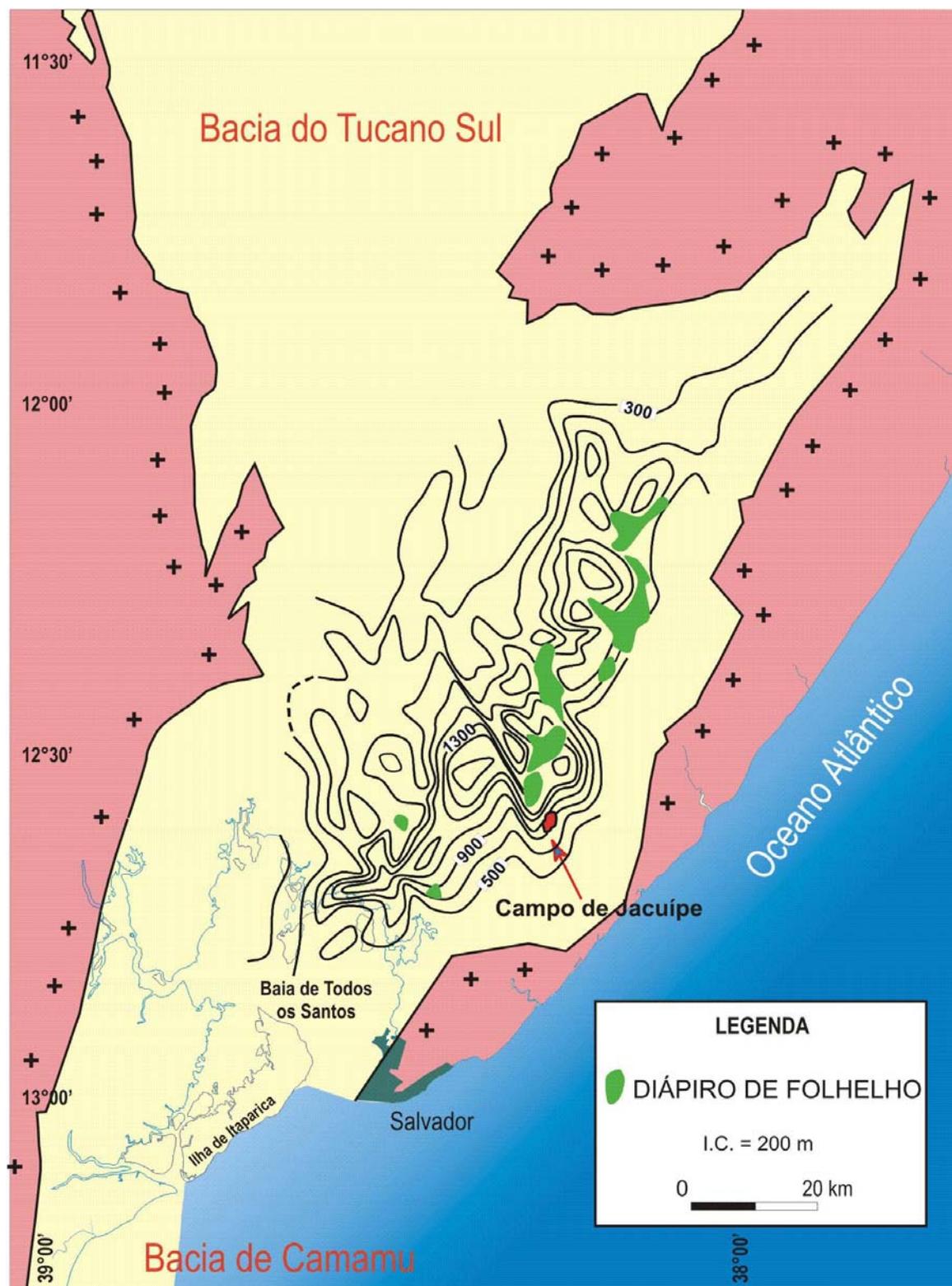


Figura 71. Mapa de isópacos do Andar Rio da Serra Superior, porção inferior, intervalo que compreende a Formação Maracangalha. Observar a configuração do depocentro na área de Jacuípe, alongada segundo norte-noroeste (Modificado de Silva et al., 1989 e Milhomem et al., 2003).

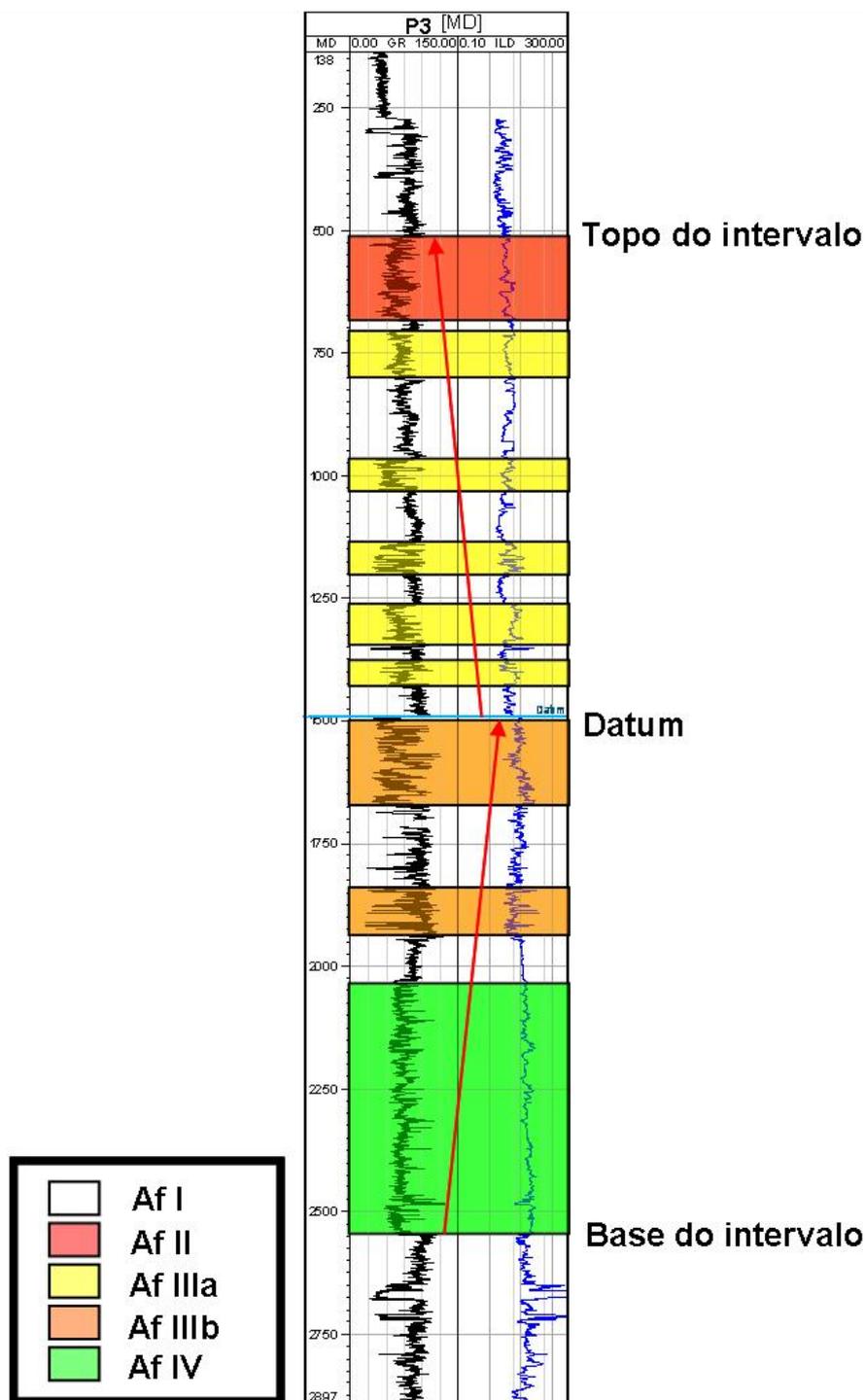


Figura 72. Curvas de raios gama e resistividade do poço P3, ilustrando um padrão retrogradacional geral, da base do intervalo ao datum, seguido de um padrão progradacional geral, do datum ao topo do intervalo.

A partir do datum estratigráfico, em direção ao topo da Formação Maracangalha, as curvas de raios gama e potencial espontâneo apresentam uma clara tendência *coarsening upward*, característica de padrões de empilhamento progradacionais (Figura 72). Observa-se também, nos poços testemunhados, que, acima do datum, os corpos arenosos basais e

medianos, intercalados aos folhelhos/diamictitos da Associação de Fácies I, são compostos pela AfIIIa, possivelmente depositados por escorregamentos; enquanto que os corpos arenosos situados nas porções de topo tendem a ser compostos pela AfII, possivelmente depositados por deslizamentos (ou, alternativamente, porções proximais de escorregamentos). Admite-se, de modo geral, que a tendência dos corpos de escorregamentos é a de percorrerem maiores distâncias de transporte em relação aos corpos de deslizamentos e, em conseqüência, depositarem-se em porções mais profundas mergulho abaixo (Figura 69). Assim, a constatação de corpos de escorregamentos sendo superpostos por corpos de deslizamentos, caracteriza um padrão de empilhamento progradacional, reforçando o padrão *coarsening upward* observado nas curvas GR e SP.

A presença de espessos depósitos de deslizamentos e escorregamentos, a uma distância relativamente grande da paleo-linha de charneira, em uma bacia com águas ainda relativamente profundas, constitui-se num aparente paradoxo, já que admite-se que este tipo de depósito não sofre transporte por longas distâncias. Porém, atualmente, alguns autores reportam grandes distâncias de corrida para estes tipos de movimentos de massa, a exemplo de Laberg & Vorren (2000), que interpretam 200 km de transporte para o Traenadjupet Slide e Laberg et al. (2000), que citam 190 km para o Andoya Slide (ambos na área *offshore* da Noruega). Distância mais modestas, de cerca de 17 km, mas compatíveis com as da área de estudo, são citadas por McAdoo et al. (2000) para deslizamentos e escorregamentos no talude continental dos Estados Unidos.

A configuração geral dos perfis elétricos, com um padrão retrogradacional até o datum e um padrão progradacional a partir do datum, em direção ao topo do intervalo estudado, permite a interpretação de uma grande seqüência deposicional (espessura média de 2000 m); com um trato transgressivo na base, a superfície de inundação máxima representada pelo datum, e o trato de nível alto no topo (Figura 72). A amplitude temporal envolvida, de cerca de 7,5 M.a. (Silva, 1993), caracteriza esta seqüência como de terceira ordem (ciclos entre 1 e 10 M.a.), de acordo com a classificação de ciclos de Einsele et al. (1991).

Vários autores (Magnavita & Silva, 1995; Küchle, 2004; Prosser, 1993) interpretam que, em bacias *rift*, períodos de atividade tectônica são marcados pela elevação do nível do lago e deposição de sedimentos finos em um estágio de “bacia faminta”, onde a taxa de criação de espaço suplanta a taxa de deposição; enquanto durante períodos de quiescência tectônica ocorre erosão das áreas-fonte e progradação de sedimentos grossos para dentro da bacia, com conseqüente rebaixamento do nível do lago.

A observação do padrão progradacional geral no intervalo que contém os escorregamentos/deslizamentos permite a interpretação de que o nível do lago sempre manteve-se alto na área, sendo que a deposição de cada complexo de escorregamentos estaria relacionada a eventos de rebaixamentos episódicos do nível do lago, de ordem superior, pontuando o padrão geral de nível alto. Estes rebaixamentos estariam relacionados a instabilizações ocorridas nas regiões de frentes deltaicas progradantes, possivelmente ocasionadas por pulsos tectônicos episódicos.

Magnavita & Silva (1995) afirmam que, em uma sucessão vertical, ciclos sedimentares de alta frequência provavelmente representam variações climáticas, enquanto ciclos de baixa frequência podem estar relacionados a atividade tectônica. A presença de espessos pacotes da AfI (geralmente mais de 50 metros) não parece caracterizar ciclos de alta frequência relacionados ao clima, apontando mais para eventos tectônicos episódicos.

Os corpos arenosos de escorregamentos ocorrem concentrados em determinados níveis estratigráficos, intercalados a pacotes pelíticos. Nas seções estratigráficas observa-se, do datum para o topo da Formação Maracangalha, a ocorrência de pelo menos cinco níveis arenosos de escorregamentos e um nível arenoso de deslizamento, este próximo ao topo do intervalo estudado (Figuras 50 a 67). Os corpos de escorregamentos que ocorrem dentro de um mesmo nível, de um modo geral, dividem a mesma superfície basal de cisalhamento, caracterizando complexos de escorregamentos (Martinez et al., 2005). Pode-se dizer também que, dentro de cada nível, a maior parte dos corpos individuais de escorregamentos da Associação de Fácies IIIa foram depositados segundo um padrão retrogradacional, isto é, os corpos mais jovens foram sucessivamente sendo depositados sobre os mais antigos, na direção *updip* (Figuras 50 a 67), formando complexos de escorregamentos retrogradacionais (Coleman & Prior, 1988; Mulder & Cochonat, 1996).

Esta arquitetura retrogradacional, causada pelo prolongamento da instabilidade do talude mergulho acima, tem sido observada por vários autores, em diferentes bacias. Piper et al. (1999) sugerem que escorregamentos retrogradacionais correspondem aos estágios iniciais do evento de Grand Banks (Canadá) que culminou com correntes de turbidez que causaram a quebra de cabos submarinos, em novembro de 1929. Ferrentinos et al. (1988) interpretam escorregamentos rotacionais e retrogradacionais em áreas de frente deltaica no Recente do Golfo de Corinto, Grécia, reportando corpos com até 100 metros de espessura. Wilson et al. (2004) interpretam deslizamentos retrogradacionais no Slide Afen, ocorridos no Recente, na área de talude a norte do Reino Unido. Laberg & Vorren (2000), observando várias escarpas na porção proximal do Traenadjupet Slide, no Recente da Noruega, concluem que estas teriam

sido formadas por sucessivos deslizamentos retrogradacionais de blocos talude acima (*backstepping*). Gardner et al. (1999) interpretam deslizamentos rotacionais retrogradacionais como mecanismos de prolongamento da instabilidade mergulho acima no Slide Humboldt, margem continental norte da Califórnia, Estados Unidos (Pleistoceno a Holoceno). Em experimentos, Iverson et al. (1997) observaram escorregamentos retrogradacionais de múltiplos blocos, nos estágios iniciais de desenvolvimento de fluxos de detritos.

Os mecanismos disparadores de movimentos de massa mais sugeridos pelos estudiosos do assunto são terremotos, sobrecarga sedimentar (especialmente de sedimentos finos depositados em frentes deltaicas), rápidas variações do nível do mar/lago, impacto de grandes ondas e correntes de maré não usuais, atividade biológica (Dott, 1963; Coleman & Prior, 1988).

A grande maioria dos autores sugere terremotos (atividade sísmica) como a causa principal do início dos movimentos de massa, a exemplo de Martinez et al. (2005) em complexos de escorregamentos na margem continental de Israel; Piper et al. (1985) em deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos recentes no talude continental leste do Canadá; Ferrentinos et al. (1988) em deslizamentos/escorregamentos recentes na Grécia; Field & Clarke (1979) em pequenos movimentos de massa recentes na margem oeste dos Estados Unidos; Lastras et al. (2004) para deslizamentos do Recente da Espanha; Lykousis et al. (2002) para deslizamentos holocênicos do Mar Egeu (Grécia); Laberg & Vorren (2000) e Laberg et al. (2000) para grandes deslizamentos holocênicos no talude continental da Noruega; Wilson et al. (2004) para deslizamentos no talude noroeste das Ilhas Shetland (Reino Unido); Chapron et al. (1999) para deslizamentos recentes em lagos da França.

Altas taxas locais de sedimentação, causando *oversteepening* e levando à instabilidade de sedimentos ainda inconsolidados são citadas por Martinez et al. (2005) e Imbo et al. (2003). McAdoo et al. (2000) sugerem este mecanismo em vários movimentos de massa ao redor dos Estados Unidos, especialmente na área do Golfo do México, associados ao Canyon do Mississippi.

Variações do nível do mar induzidas por mudanças climáticas são sugeridas por Simm et al. (1991) como mecanismos de disparo de deslizamentos quaternários no noroeste africano. Lindberg et al. (2004) sugerem carga e alívio por gelo e degelo (em última instância, variações do nível do mar) atuando como disparador do Nyk Slide, *offshore* da Noruega; mesmo mecanismo aventado por Imbo et al. (2003), como um dos possíveis responsáveis por um grande deslizamento quaternário na Península Antártica.

Mecanismos auxiliares, como percolação de gases (com a presença de *pockmarks*) ou decomposição de hidratos de gás são citados por Lindberg et al. (2004); McAdoo et al. (2000); Lastras et al. (2000) e Huvenne et al. (2002).

Outro mecanismo, relativamente pouco explorado na literatura, é a atividade de soerguimento diapírico de folhelho e sal. Coleman & Prior (1988) admitem que o diapirismo de sal e folhelhos pode atuar como mecanismo disparador de movimentos de massa de sedimentos inconsolidados. McAdoo et al. (2000) invocam diapirismo de sal como mecanismo de disparo de deslizamentos e escorregamentos na margem leste dos Estados Unidos (New Jersey e Texas).

Discorridos os possíveis mecanismos de disparo, parece razoável supor-se, para a área estudada, uma combinação de terremotos com instabilização causada por altas taxas de sedimentação em frentes deltaicas.

Bacias do tipo *rift*, caso da Bacia do Recôncavo, pela sua própria natureza, são fortemente influenciadas pela atividade tectônica. Como o intervalo estudado (Formação Maracangalha) está inserido dentro da seção *sin-rift*, pode-se interpretar que terremotos associados a pulsos tectônicos devem ter exercido importante papel como mecanismos de disparo dos movimentos de massa na área. A localização do Campo de Jacuípe, muito próximo a importantes falhas da bacia, como a Falha de Mata-Catu, reforça esta interpretação (Figura 3).

Altas taxas locais de sedimentação podem ter sido um importante mecanismo de disparo para a área de estudo. A progradação deltaica a partir de áreas-fonte a norte-noroeste (Silva et al., 1989; Figueiredo et al., 1994), com altas taxas de sedimentação, pode ter levado à instabilidade das regiões de frente deltaica. Klein et al. (1972) e Caixeta (1988) interpretam que os movimentos de massa na Bacia do Recôncavo foram disparados por sobrecarga sedimentar em áreas de frente deltaica. Ilgar & Nemeč (2004) interpretam escorregamentos em áreas de frentes deltaicas lacustres no Mioceno da Turquia. Lin et al. (2001) também interpretam escorregamentos associados a frentes deltaicas no Cretáceo da China (Erlian Basin).

A atividade episódica de soerguimento do Diápiro de São Pedro pode ter atuado como mecanismo de disparo auxiliar na área do Campo de Jacuípe. A progressiva sobrecarga causada pelo assoreamento ocasionaria incrementos locais nos gradientes dos sedimentos superpostos ao diápiro (*oversteepening*), levando à sua instabilização e, por fim, culminando com os escorregamentos/deslizamentos. Klein et al. (1972) já haviam sugerido instabilidades

locais por soerguimento de diápiros como um possível mecanismo de disparo de escorregamentos na Bacia do Recôncavo.

Um possível cenário evolutivo para a época pode então ser interpretado, conforme segue. Progradações deltaicas provenientes de N-NW, ao atingirem a paleo-linha de charneira *rift* (NRT 004), encontravam forte mudança no gradiente deposicional, com conseqüente instabilização e início dos movimentos de massa. Terremotos episódicos, associados à atividade tectônica de movimentação de falhas, inerentes ao estágio de desenvolvimento do *rift*, na época, potencializavam a instabilidade. É provável, pela proximidade do campo com a Falha de Mata-Catu, que os movimentos de massa, uma vez disparados, tenham sido transportados mergulho abaixo através de uma calha natural, propiciada pela junção do substrato com o plano daquela falha. Ao chegarem próximos ao sítio deposicional do Campo de Jacuípe, os deslizamentos/escorregamentos provenientes da paleo-linha de charneira podem ainda ter sofrido instabilizações locais causadas pela atividade de soerguimento do Diápiro de São Pedro, levando a uma segunda geração de movimentos de massa (Figura 73).

A porção superior do Andar Rio da Serra Superior (biozonas NRT 004.3, 004.4 e 004.5) registra, a partir da biozona NRT 004.3, o início da progradação deltaica dos depósitos da Formação Marfim sobre os depósitos da Formação Maracangalha, nas áreas mais rasas, a oeste da bacia. Nas áreas de depocentro, mais profundas, a leste (caso da área de Jacuípe), que mantinham batimetrias ainda relativamente elevadas, porém já com seu processo progressivo de assoreamento iniciado (Silva et al., 1989), possivelmente deve ter havido contemporaneidade entre os depósitos deltaicos da Formação Marfim e os depósitos lacustres e de fluxos gravitacionais da Formação Maracangalha, até o final do Andar Rio da Serra, conforme a própria configuração da carta estratigráfica proposta por Caixeta et al. (1994) (Figura 1).

A relativa quiescência tectônica, que perdurou ainda durante os andares Aratu e Buracica, causando o raseamento da bacia, deu continuidade ao processo de progradação dos depósitos deltaicos das formações Marfim e Pojuca e fluviais da Formação São Sebastião sobre os depósitos lacustres da Formação Maracangalha (Figueiredo et al., 1994), que foram ficando cada vez mais restritos e confinados à área sul do Compartimento Sul (Silva et al., 1989; Milhomem et al., 2003); até a ocorrência de um segundo grande pulso tectônico, provavelmente entre os andares Buracica e Jiquiá, que permitiu a preservação de espessos pacotes fluviais da Formação São Sebastião (Milhomem et al., 2003).

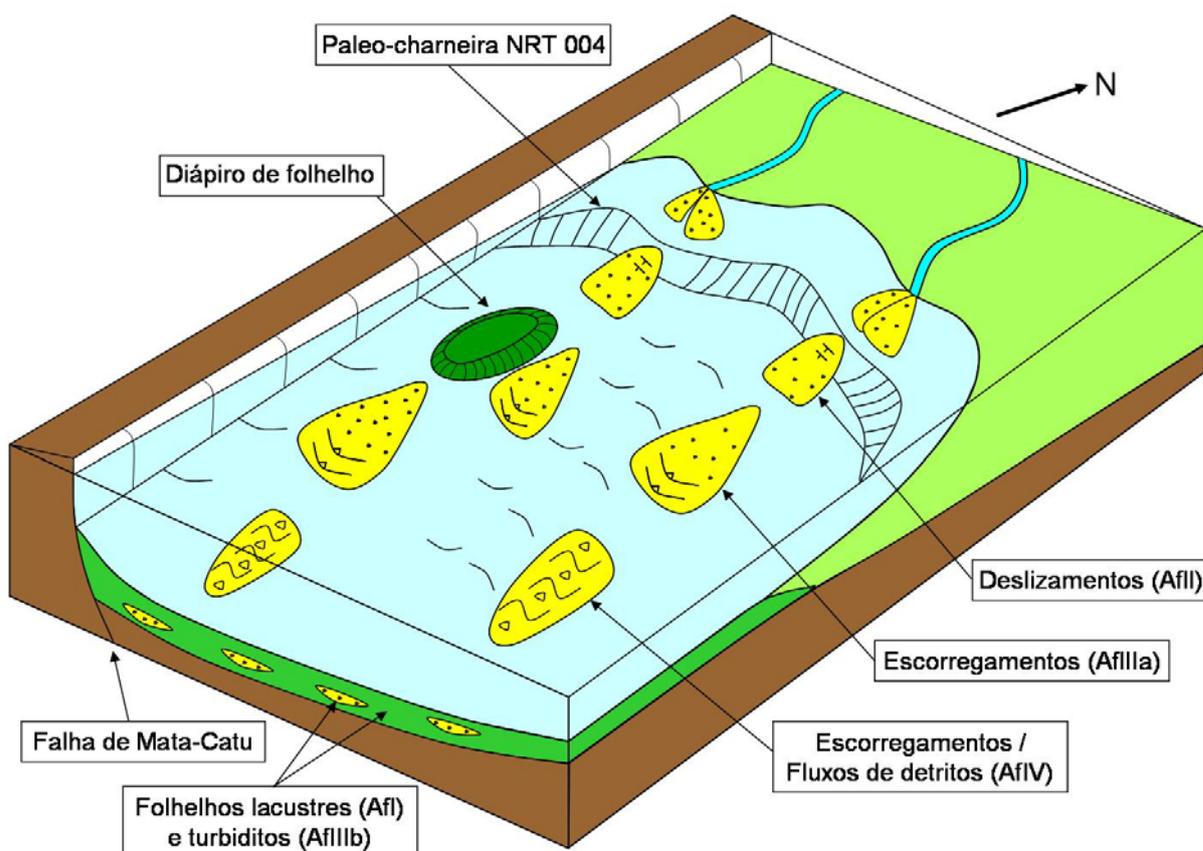


Figura 73. Bloco-diagrama esquemático, ilustrando o modelo deposicional interpretado para a área do Campo de Jacuípe, durante as idades compreendidas entre o Valanginiano e o Hauteriviano (adaptado de Amorim, 1992).

CONCLUSÕES

- Com base na descrição de testemunhos, foram definidas três fácies deposicionais – Fa a Fc, e seis fácies deformacionais – D1 a D6, para a área do Campo de Jacuípe. As fácies deposicionais podem estar associadas a fluxos gravitacionais de sedimentos (turbiditos e fluxos de detritos) *in situ*, nas porções mais profundas da bacia, ou podem estar presentes em corpos de fluxos gravitacionais de massa (deslizamentos e escorregamentos), refletindo as configurações deposicionais originais anteriores à ressedimentação. As fácies deformacionais tiveram origem durante os processos de ressedimentação – deslizamentos, escorregamentos e fluxos de detritos, e representam litotipos que sofreram algum tipo de deformação, seja ela rúptil (falhas, fraturas), dúctil (dobras, *thrusts*) ou pela ação de escape de fluidos.

- A interpretação das fácies e seus processos aponta para uma predominância ampla de processos gravitacionais subaquosos de ressedimentação, tais como deslizamentos, escorregamentos e fluxos turbidíticos.

- O agrupamento das fácies em conjuntos que apresentam características semelhantes resultou em cinco associações de fácies, com progressivo aumento do grau de deformação. A Associação de Fácies I representa a sedimentação pelítica de *background* lacustre da área, com fluxos de detritos episódicos associados, além de sedimentos baciais deformados pela sobrecarga dos fluxos gravitacionais subjacentes. Os corpos arenosos da Associação de Fácies II foram depositados por processos de deslizamentos ou podem representar porções proximais, menos deformadas, de corpos de escorregamentos. A Associação de Fácies III subdivide-se em IIIa e IIIb, sendo que a AfIIIa representa corpos de escorregamentos (ou porções distais de deslizamentos), enquanto a AfIIIb possivelmente foi depositada por fluxos gravitacionais turbidíticos. Os corpos de arenitos argilosos da Associação de Fácies IV compreendem um estágio transicional entre escorregamentos altamente móveis e fluxos de detritos.

- Dentro do amplo espectro dos processos de ressedimentação, os corpos arenosos pertencentes às diversas associações de fácies representam diferentes distâncias de transporte percorridas. Considera-se que os deslizamentos (AfII) são os produtos com menor eficiência de transporte, seguidos pelos escorregamentos (AfIIIa), escorregamentos/fluxos de detritos (AfIV) e turbiditos (AfIIIb), estes os de maior eficiência de transporte.

- Os corpos das associações de fácies II e IIIa ocorrem concentrados em determinados níveis estratigráficos, intercalados aos pacotes pelíticos da AfI, formando pelo menos cinco níveis de complexos de escorregamentos e um nível de complexo de deslizamentos, todos eles localizados acima do datum estratigráfico. Dentro de cada

complexo, os corpos individuais estão dispostos segundo uma arquitetura retrogradacional, ocasionada pelo prolongamento da instabilidade mergulho acima (*backstepping*), direção na qual os corpos mais jovens sucessivamente superpõem-se aos mais antigos.

- Os corpos de deslizamentos e escorregamentos geralmente apresentam uma porção proximal (*head*), menos deformada e mais delgada, onde predominam processos distensivos, e uma porção distal (*toe*), mais espessa e com maior grau deformacional, onde predominam processos compressivos, tais como dobras e falhas de empurrão. A zona proximal é mais íngreme, ao passo que a zona distal apresenta gradientes mais suaves. Sismicamente, a zona proximal tende a mostrar reflexões internas organizadas, plano paralelas, enquanto a zona distal apresenta reflexões desorganizadas, caóticas.

- A configuração geral das curvas GR e SP dos poços do campo mostra um padrão retrogradacional (*fining upward*), da base da Formação Maracangalha ao datum estratigráfico, seguido de um padrão progradacional (*coarsening upward*), do datum ao topo da formação. Esta constatação permite a interpretação de uma seqüência deposicional, possivelmente de terceira ordem, com um trato transgressivo na base e um trato de nível de lago alto no topo, sendo que o pacote pelítico que contém o datum provavelmente representa a máxima inundação da área. Os complexos de escorregamentos/deslizamentos possivelmente estão associados a rebaixamentos do nível do lago (de ordem superior à da grande seqüência), pontuando o trato de nível de lago alto, durante períodos de quiescência tectônica que precedem pulsos tectônicos episódicos.

- Os fluxos gravitacionais de massa e de sedimentos devem ter sido disparados por uma combinação de mecanismos sísmicos (terremotos), com altas taxas de sedimentação em frentes deltaicas e atividades de soerguimento de diápiros de folhelhos. Progradações deltaicas provenientes de N-NW, ao atingirem a paleo-linha de charneira *rift* (NRT 004), encontravam forte mudança no gradiente deposicional, com conseqüente instabilização e início dos movimentos de massa. Terremotos episódicos, associados à atividade tectônica de movimentação de falhas, inerentes ao estágio de desenvolvimento do *rift*, na época, potencializavam a instabilidade. Ao chegarem próximos ao sítio deposicional do Campo de Jacuípe, os deslizamentos/escorregamentos provenientes da paleo-linha de charneira podem ainda ter sofrido instabilizações locais causadas pela atividade de soerguimento do Diápiro de São Pedro, levando a uma segunda geração de movimentos de massa.

- A conectividade vertical entre os corpos arenosos pertencentes às associações de fácies II, IIIa, IIIb e IV é baixa, pela presença de espessos corpos de pacotes pelíticos (Afl) intercalados. Dentro dos complexos de deslizamentos/escorregamentos há uma boa conexão

lateral, porém a arquitetura retrogradacional dos corpos, onde a zona distal é mais deformada do corpo mais jovem superpõe-se à zona proximal do corpo mais antigo, tende a impedir o fluxo lateral de fluidos entre os corpos, já que a zona distal, pelo seu alto grau deformacional, tende a tornar-se impermeável. Os corpos arenosos da Associação de Fácies IIIb (turbiditos) apresentam, internamente, muitas intercalações de pacotes pelíticos, prejudicando sua conectividade.

- Os reservatórios com as melhores condições permo-porosas tendem a ocorrer nas porções proximais, menos deformadas, de corpos de escorregamentos (AfIIIa) e, especialmente, de deslizamentos (AfII). Os arenitos turbidíticos da AfIIIb são geralmente muito finos, o que diminui seu potencial como reservatório. O caráter extremamente argiloso dos corpos da AfIV sugere que estes arenitos apresentam o mais baixo potencial como reservatório, no intervalo estudado.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMORIM, J.L. 1992. **Evolução do preenchimento do Cânion de Taquipe, Neocomiano da Bacia do Recôncavo, sob o enfoque da Estratigrafia Moderna**. Porto Alegre: UFRGS, 1992. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BRUHN, C.H.L. 1999. Reservoir architecture of deep-lacustrine sandstones from the Early Cretaceous Recôncavo Rift Basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 83, n° 9, p. 1502-1525.
- BOUMA, A.H. 1962. **Sedimentology of some flysch deposits**. Elsevier: Amsterdam, 168 p.
- CADDAH, L.F.G.; KOWSMANN, R.O. & VIANA, A.R. 1994. Laminação secundária em sedimentos escorregados: um exemplo do Pleistoceno da Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, no. 2/4, p. 401-427.
- CAIXETA, J.M. 1988. **Estudo faciológico e características de reservatório dos arenitos produtores de gás do Campo de Jacuípe (Cretáceo Inferior), Bacia do Recôncavo, Brasil**. Ouro Preto: UFOP, 1988. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal de Ouro Preto.
- CAIXETA, J.M.; BUENO, G.V; MAGNAVITA, L.P. & FEIJÓ, F.J. 1994. Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n° 1, p. 163-172.
- CARTER, R.M. 1975. A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites. **Earth Science Reviews**, v. 11, p. 145-177.
- CASTRO, J.C. 1992. Turbiditos lacustres rasos e profundos na fase rift de bacias marginais brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 6, n° 1/2, p.89-96.
- CHAPRON, E.; BECK, C.; POURCHET, M. & DECONINCK, J-F. 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). **Terra Nova**, v. 11, p. 86-92.
- COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. 1988. Mass wasting on continental margins. **Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences**, v. 16, p. 101-119.
- COOK, H.E. 1979. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, n° 27, p. 287-305.
- DOTT, R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. **AAPG Bulletin**, v. 47, n° 1, p. 104-128.
- EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991. Cycles and events in stratigraphy – basics concepts and terms. In: EINSELE, G.; RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). 1991. **Cycles and events in stratigraphy**. Springer-Verlag: Berlin, p. 1-19.

- FERRENTINOS, G.; PAPANICOLAOU, G. & COLLINS, M.B. 1988. Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. **Marine Geology**, v. 83, p. 43-61.
- FIELD, M.E. & CLARKE JR., S.H. 1979. Small-scale slumps and slides and their significance for basin slope processes, southern California borderland. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, n° 27, p. 223-230.
- FIGUEIREDO, A.M.F. de; BRAGA, J.A.E.; ZABALAGA, J.C.; OLIVEIRA, J.J.; AGUIAR, G.A.; SILVA, O.B.; MATO, L.F.; DANIEL, L.M.F.; MAGNAVITA, L.P. & BRUHN, C.H.L. 1994. Recôncavo Basin, Brazil: a prolific intracontinental rift basin. In: LANDON, M.S. (ed.). 1994. **Interior rift basins**: AAPG Memoir 59, p. 157-203.
- GARDNER, J.V.; PRIOR, D.B. & FIELD, M.E. 1999. Humboldt Slide – a large shear-dominated retrogressive slope failure. **Marine Geology**, v. 154, p. 323-338.
- GUERRA, G.S. & BORGHI, L. 2003. **Fácies sedimentares gravitacionais e deformacionais da Formação Maracangalha em afloramento e sua importância na exploração da Bacia do Recôncavo**. In: Congresso Brasileiro de P&D de Petróleo e Gás, 2, 2003, Rio de Janeiro. Anais do II Congresso Brasileiro de P&D de Petróleo e Gás. Rio de Janeiro: 2003.
- HAMPTON, M.A. 1972. The role of subaqueous debris-flow in generating turbidity currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 42, n° 4, p. 775-793.
- HOMZA, T.X. 2004. A structural interpretation of the Fish Creek Slide (Lower Cretaceous), northern Alaska. **AAPG Bulletin**, v. 88, n° 3, p. 265-278.
- HUVENNE, V.A.I.; CROKER, P.F. & HENRIET, J.P. 2002. A refreshing 3D view of an ancient sediment collapse and slope failure. **Terra Nova**, v. 14, p. 33-40.
- ILGAR, A. & NEMEC, W. 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. **Sedimentary Geology**, v. 173, n° 1-4, p. 233-275.
- IMBO, Y.; DE BATIST, M.; CANALS, M.; PRIETO, M.J. & BARAZA, J. 2003. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica. **Marine Geology**, v. 193, p. 235-252.
- INESON, J.R. 1985. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. **Sedimentology**, v. 32, p. 659-670.
- IVERSON, R.M.; REID, M.E. & LAHUSEN, R.G. 1997. Debris-flow mobilization from landslides. **Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences**, v. 25, p. 85-138.

- JACOBI, R.D. 1976. Sediment slides on the northwestern continental margin of África. **Marine Geology**, v. 22, p. 157-173.
- KLEIN, G.V.; MELO, U. & DELLA FAVERA, J.C. 1972. Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous deltas, Recôncavo Basin, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v. 83, p. 1469-1492.
- KÜCHLE, J. 2004. **Análise estratigráfica da seção rift da Bacia de Camamu-Almada, Bahia**. Porto Alegre: UFRGS, 2004. Dissertação (Mestrado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- LABERG, J.S. & VORREN, T.O. 2000. The Traenadjupet Slide, offshore Norway – morphology, evacuation and triggering mechanisms. **Marine Geology**, v. 171, p. 95-114.
- LABERG, J.S.; VORREN, T.O.; DOWSDSWELL, J.A.; KENYON, N.H. & TAYLOR, J. 2000. The Andoya Slide and the Andoya Canyon, north-eastern Norwegian – Greenland Sea. **Marine Geology**, v. 162, p. 259-275.
- LASTRAS, G.; CANALS, M.; URGELES, R.; HUGHES-CLARKE, J.E. & ACOSTA, J. 2004. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea. **Sedimentology**, v. 51, p. 837-850.
- LIN, C.; ERIKSSON, K.; SITIAN, L.; YONGXIAN, W.; JIANYE, R. & YANMEI, Z. 2001. Sequence architecture, depositional systems, and controls on development of lacustrine basin fills in part of the Erlan Basin, northeast China. **AAPG Bulletin**, v. 85, n° 11, p. 2017-2043.
- LINDBERG, B.; LABERG, J.S. & VORREN, T.O. 2004. The Nyk Slide – morphology, progression and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway. **Marine Geology**, v. 213, p. 277-289.
- LOWE, D. R. 1982. Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, n° 1, p. 279-297.
- LOWE, D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, n° 27, p. 75-82.
- LOWE, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**, v. 22, p. 157-204.
- LOWE, D.R. & LOPICCOLO, R.D. 1974. The characteristics and origins of dish and pillar structures. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 44, p. 484-501.

- LUCENTE, C.C. & PINI, G.A. 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: a field perspective. **American Journal of Science**, v. 303, p. 565-602.
- LYKOUSIS, V.; ROUSSAKIS, G.; ALEXANDRI, M.; PAVLAKIS, P. & PAPOULIA, I. 2002. Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean). **Marine Geology**, v. 186, p. 281-298.
- MAGALHÃES, A.J.C. 1990. **Modelo deposicional e características de reservatório dos arenitos das Camadas Caruaçu (Cretáceo Inferior) no Campo de Miranga Profundo, Bacia do Recôncavo, Brasil**. Ouro Preto: UFOP, 1990. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal de Ouro Preto.
- MAGNAVITA, L.P. & SILVA, H.T.F. da. 1995. Rift border system: the interplay between tectonics and sedimentation in the Recôncavo Basin, northeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 79, n° 11, p. 1590-1607.
- MAGNAVITA, L.P. 1992. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. Oxford: 1992. Ph. D. Thesis. Earth Sciences Department, University of Oxford.
- MARTINEZ, J.F.; CARTWRIGHT, J. & HALL, B. 2005. 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. **Basin Research**, v. 17, p. 83-108.
- MCADOO, B.G.; PRATSON, L.F. & ORANGE, D.L. 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. **Marine Geology**, v. 169, p. 103-136.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanic of flow and deposition. In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (eds.). **Turbidites and deep-water sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section. Short Course Lecture Notes, Anaheim, California, p. 1-38.
- MILHOMEM, P.S.; DE MAMAN, E.J.; OLIVEIRA, F.M.; CARVALHO, M.S.S. & SOUZA-LIMA, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras – Bacia do Recôncavo. **Phoenix**, n° 51, p. 1-6.
- MOORE, T.C.; VAN ANDEL, T.J.H.; BLOW, W.H. & HEATH, G.R. 1970. Large submarine slide of northeastern continental margin of Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 54, n°1, p. 125-128.
- MULDER, T. & COCHONAT, P. 1996. Classification of offshore mass movements. **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, n° 1, p. 43-57.

- MUTTI, E.; TINTERRI, R.; REMACHA, E.; MAVILLA, N.; ANGELLA, S. & FAVA, L. 1999. **An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective**. AAPG: Tulsa, 61 p.
- NARDIN, T.R.; HEIN, J.F.; GORSLINE, D.S & EDWARDS, B.D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, n° 27, p. 61-73.
- NICHOLS, R.J. 1995. The liquification and remobilization of sandy sediments. In: HARTLEY, A.J. & PROSSER, D.J. (eds.). 1995. **Characterization of deep marine clastic systems**. Geological Society Special Publication, n° 94, p. 63-76.
- NICHOLS, R.J.; SPARKS, R.S.J. & WILSON, C.J.N. 1994. Experimental studies of the fluidization and the formation of fluid escape structures. **Sedimentology**, v. 41, p. 233-253.
- PIPER, D.J.W.; PE-PIPER, G. & INGRAM, S.C. 2004. Early Cretaceous sediment failure in the southwestern Sable Subbasin, offshore Nova Scotia. **AAPG Bulletin**, v. 88, n° 7, p. 991-1006.
- PIPER, D.J.W.; COCHONAT, P. & MORRISON, M.L. 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. **Sedimentology**, v. 46, p. 79-97.
- PIPER, D.J.W.; FARRE, J.A. & SHOR, A. 1985. Late Quaternary slumps and debris flows on the Scotian Slope. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p. 1508-1517.
- POSTMA, G.; NEMEC, W. & KLEINSPEHN, K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. **Sedimentary Geology**, v. 58, p. 47-61.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A (eds.). 1993. **Tectonics and seismic sequence stratigraphy**. Geological Society Special Publication, no 71, p. 35-66.
- RAJA GABAGLIA, G.P. 1991. Paleossimicidade e sedimentação – evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 5, n° 1/4, p. 39-68.
- SCHNELLMANN, M.; ANSELMETTI, F.S.; GIARDINI, D. & MCKENZIE, J.A. 2005. Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). **Sedimentology**, v. 52, p. 271-289.
- SHANMUGAM, G.; LEHTONEN, L.R.; STRAUME, T.; SYVERTSEN, S.E.; HODGKINSON, R.J. & SKIBELI, M. 1994. Slump and debris-flow dominated upper slope

- facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61-67°N): implications for sand distribution. **AAPG Bulletin**, v. 78, n° 6, p. 910-937.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classical flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. **AAPG Bulletin**, v. 79, n° 5, p. 672-695.
- SILVA, H.T.F. 1993. **Flooding surfaces, depositional elements and accumulation rates – characteristics of the Lower Cretaceous Tectonesequence in the Reconcavo Basin, northeast Brazil**. Ph. D. dissertation, The University of Texas at Austin, 313 p.
- SILVA, H.T.F. & PICARELLI, A.T. 1990. Variações da linha de costa do Lago do Recôncavo e taxas de acumulação durante o Andar Rio da Serra, fase rift. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n° 2, p. 205-216.
- SILVA, H.T.F.; PICARELLI, A.T.; CAIXETA, J.M.; CAMPOS, N.R.; SILVA, O.B. & RIGUEIRA, R.C. 1989. **Aspectos evolutivos do Andar Rio da Serra, fase rifte, na Bacia do Recôncavo e a Formação Jacuípe**. Relatório interno da Petrobras, 139 p.
- SIMM, R.W.; WEAVER, P.P.E.; KIDD, R.B. & JONES, E.J.W. 1991. Late Quaternary mass movement on the lower continental rise and abyssal plain off Western Sahara. **Sedimentology**, v. 38, p. 27-40.
- STOW, D.A.W.; READING, H.G. & COLLINSON, J.D. 1996. Deep Seas. In: READING, H.G. (ed.). 1996. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science Ltd., Oxford, p. 395-453.
- TEIXEIRA NETTO, A.S. & OLIVEIRA, J.J. 1985. O preenchimento do rift-valley na Bacia do Recôncavo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n° 2, p. 97-102.
- TEIXEIRA NETTO, A.S.; BRAGA, J.A.E.; BRUHN, C.H.L.; MAGNAVITA, L.P.; OLIVEIRA, J.J.; AGLE, H.M. & RIBEIRO, J.C. 1984. **Prospectos estratigráficos do Recôncavo – arcabouço estrutural, análise estratigráfica e potencialidade exploratória dos andares Rio da Serra e Aratu**. Relatório interno da Petrobras, 83 p.
- WILSON, C.K.; LONG, D. & BULAT, J. 2004. The morphology, setting and processes of the Afen Slide. **Marine Geology**, v. 213, p. 149-167.