

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E GEOLÓGICAS

PETROLOGIA DOS CARBONATOS DA FORMAÇÃO ITAITUBA
NA REGIÃO DE AVEIRO - PA.

Tese Apresentada por

ALEXANDRE JOSÉ MARTINS FIGUEIRAS

como requisito parcial à obtenção do grau em

MESTRE EM CIÊNCIAS

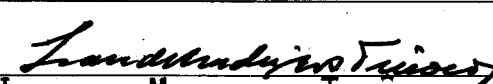
Na área de

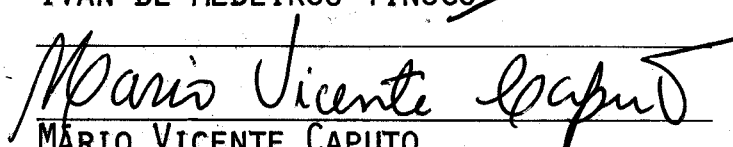
GEOLOGIA •

Conferido pelo Programa de Pós-Graduação em
Ciências Geofísicas e Geológicas da
Universidade Federal do Pará

Aprovado: 22.12.83


WERNER TRUCKENBRODT (ORIENTADOR)


IVAN DE MEDEIROS TINOCO


MÁRIO VICENTE CAPUTO

Comitê de Tese

DEDICATÓRIA

A você Amira que encorajou-me a fazer este mestra
do, dando-me não só condições materiais para que pudesse rea
lizá-lo mas, principalmente, fornecendo-me o apoio moral ne
cessário para atravessar as horas mais difíceis.

Se este trabalho tiver algum mérito ele é muito
mais seu que meu. Se não, tenha certeza que procurei esforçar-
me ao máximo, dentro das minhas limitações, para que este saís
se o melhor possível.

Dedico também a meus filhos Saulo, Hugo, Bruno e
Fábio, que espero se um dia virem a ler este trabalho, orgu
lhem-se de seu pai, tanto quanto me orgulho deles.

AGRADECIMENTOS

Agradeço inicialmente a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM, na pessoa de seu superintendente Otávio B. de Carvalho Melo e dos colegas Herbert Georges de Almeida e Xafi da Silva Jorge João que, além de facilitarem meu acesso a Universidade, forneceram-me os testemunhos de sondagem para que pudesse realizar esta pesquisa.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq e ao Programa de Recursos Humanos Para o Setor Nuclear-Pronuclear, pela bolsa de estudo que me concederam neste período de mestrado, sem a qual seria impossível realizá-lo. Também ao Projeto Fanerozóico subsidiado pela FINEP, que indiretamente deu apoio para a realização deste trabalho.

Agradeço ao Coordenador do Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da U.F.Pa. - Netuno Nobre Villas, bem como ao ex-coordenador e atual coordenador do Curso de Pós-Graduação do NCGG - Roberto D'All Agnol e Ercílio do Carmo Faria Jr., respectivamente, pelo apoio que me deram nesse período.

Agradeço a Petróleo Brasileiro S.A.- Petrobrás, na pessoa do seu ex-superintendente Ruy Bahia, pela cessão de cópia de alguns trabalhos, e a bibliotecária Maria Dolores Montes de Almeida pela presteza com que fui atendido.

Agradeço as bibliotecárias do NCGG, nas pessoas de Lourdes Márcia Nogueira Leite, Judite Macambira Chagas Ximenes e em especial Leila Maria Raiol Lima que foram de importância capital para o bom desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço ao tecnologista Raimundo Nonato Pinto de Oliveira, pela execução dos difratogramas e pelas orientações que me deu.

Agradeço ao Setor de Geoquímica do NCGG, na pessoa do colega Natalino Valente Moreira de Siqueira pelas discussões e orientações recebidas. Também as laboratoristas Car

mem Lúcia Ferreira Lima, Ângela Soares Azevêdo e Vânia Helena da Silva Nogueira, além do tecnologista José Herculano da Silva Neto pelo auxílio na preparação das amostras e leitura na absorção atômica, respectivamente.

Agradeço ao Setor de Computação do NCGG, nas pessoas dos colegas Alberto Caballero, Maurício Miguel Martinez e Antônio Vaquera Vargas, pelas instruções que me deram na elaboração dos programas e utilização do computador.

Agradeço ao laboratório de Sedimentologia do NCGG nas pessoas dos seus laboratoristas Alberto Borba Neto e João Lopes Barbosa pela ajuda que prestaram durante o tratamento das amostras.

Agradeço ao graduando em geologia Airton Nogueira de Oliveira e a estagiária em Mineração da E.T.F.Pa., Raquel de Nazaré Marques Cota pela ajuda que me prestaram no decorrer deste trabalho.

Agradeço ao Prof. Carlos Alberto Ribeiro de Albuquerque pelas discussões e versão para o inglês do resumo deste trabalho.

Agradeço ao colega Ronaldo Lima Lemos pelas instruções que me deu para tirar as fotomicrografias.

Agradeço a Sra. Nancy Caballero, Srta. Aracilda da Costa Santos e Davi de Nazaré Palheta Almeida que, pacientemente, bateram a primeira e segunda versão desta tese, respectivamente.

Agradeço ao Sr. José Joaquim Esteves do Setor de reprografia pela presteza com que sempre me atendeu.

Agradeço ao colega e amigo Francisco Matos de Abreu, pelo incentivo para fazer esse mestrado.

Agradeço ao colega e amigo Marco Túlio Guillen Herrera pelas discussões e principalmente pelo apoio que me deu nesse período com sua amizade. Igualmente aos amigos Glauco Luiz e Maria Eterlene Duca, que muito ajudaram não só a mim mas também a minha família neste difícil período de realização do mestrado.

Agradeço aos componentes da banca desta tese Ivan de Medeiros Tinôco-UFPe e Mário Vicente Caputo-Petrobrás pelas lúcidas sugestões que fizeram ao manuscrito.

Finalmente quero fazer um agradecimento muito especial ao meu orientador e amigo Dr. Werner Truckenbrodt que pacientemente soube educar-me para a pesquisa geológica, balizado sempre em sua grande experiência e profundo conhecimento, fruto de seu honesto senso profissional do qual sou admirador.

Se por ventura foi omitido algum nome foi unicamente por lapso de memória e para que não fique em falta com alguém, estendo meus agradecimentos a todas as pessoas que direta ou indiretamente vieram a contribuir para realização deste trabalho.

SUMÁRIO

	Pag.
DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTAS DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
 1 INTRODUÇÃO	 5
1.1 Objetivos	5
1.2 Localização e Vias de Acesso	5
 2 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	 9
 3 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ITAITUBA	 13
3.1 Trabalhos Anteriores	13
3.2 Idade	13
3.3 Geologia Local	14
 4 PETROGRAFIA DOS CARBONATOS	 19
4.1 Introdução	19
4.2 Metodologia	19
4.3 Matriz	19
4.3.1 Generalidades	19
4.3.2 Características e Ocorrências	20
4.3.3 Discussão	21
4.4 Cimento	23
4.4.1 Generalidades	23
4.4.2 Características e Ocorrências	23
4.4.3 Discussão	25
4.5 Biogênicos	25
4.5.1 Generalidades	25
4.5.2 Principais Grupos Fósseis	26
4.5.3 Outros Grupos Fósseis	30
4.6 Intraclastos	31
4.6.1 Generalidades	31

	Pag.
4.6.2 Características e Ocorrências	31
4.6.3 Discussão	32
4.7 Pelóides e Oólitos	32
4.7.1 Generalidades	32
4.7.2 Características e Ocorrências	33
4.7.3 Discussão	34
4.8 Dolomita	35
4.8.1 Generalidades	35
4.8.2 Características e Ocorrências	36
4.8.3 Discussão	39
4.9 Desdolomita	43
4.9.1 Generalidades	43
4.9.2 Características e Ocorrências	44
4.9.3 Discussão	44
4.10 Sílica	45
4.10.1 Generalidades	45
4.10.2 Características e Ocorrências	45
4.10.3 Discussão	47
4.11 Pirita	49
4.12 Fenômenos de Compactação	49
4.12.1 Generalidades	50
4.12.2 Características e Ocorrências	50
4.12.2 Discussão	51
4.13 Estruturas Biogênicas	53
5 MICROFACIES DOS CARBONATOS	54
5.1 Generalidades	54
5.2 Tipos de Microfacies	54
6 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA	60
6.1 Introdução	60
6.2 Sequência dos Eventos	60
7 FRAÇÃO INSOLÚVEL	64
7.1 Introdução	64
7.2 Metodologia	64
7.3 Teor e Granulometria	65

	Pag.
7.4 Argilominerais	65
7.5 Minerais Pesados	75
7.6 Minerais Leves	767
7.7 Discussão	77
8 GEOQUÍMICA DOS CARBONATOS	78
8.1 Introdução	78
8.2 Metodologia	78
8.3 Distribuição dos Elementos	78
8.4 Discussão	87
9 CONCLUSÕES	91
10 BIBLIOGRAFIA	94
11 ANEXOS	107
11.1 Mapa Geológico	108
11.2 Concentração de Alguns Elementos Químicos do Furo AV-06-PA.	109
11.3 Fotos.	112

LISTA DAS ILUSTRAÇÕES

<u>FIGURAS</u>	Pag.
01 Localização da Área	6
02 Acesso a área	8
03 Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Amazonas	12
04 Perfis dos furos estudados	17
05 Relação entre o tamanho médio do cristal da matriz carbonática e o conteúdo de ar gila. Dados do furo AV-06-PA.	22
06 Relação entre o tamanho do cristal de do lomita e a profundidade do furo AV-06-PA.	38
07 Relação entre o tamanho do cristal de do lomita e o conteúdo de argila do furo AV- 06-PA.	40
08 Evolução diagenética nos carbonatos da Formação Itaituba, Região de Aveiro-PA. .	63
09 Grau de "cristalinidade" da ilita e esmec tita. A largura (ℓ) na meia altura do pi co a $10\text{\AA}$, caracteriza a "cristalinidade" da ilita (Kubler, 1964 apud Segonzac et alii, 1968). Já a razão V/P da reflexão a $17\text{\AA}$, caracteriza a "cristalinidade" da es mectita (Biscaye, 1965). Difrátograma da fração < 2 micra (glicolizada) -- nível 37,05m. do furo AV-06-PA.	66
10 Relação Carbonato/Insolúvel nos testemu nhos do furo AV-06-PA.....	67

	Pag.
11	Proporção relativa da fração insolúvel no furo AV-06-PA..... 68
12	Relação Carbonato/Insolúvel nos testemunhos do furo AV-35-PA. 69
13	Proporção relativa da fração insolúvel no furo AV-35-PA. 70
14	Proporção relativa dos argilominerais no furo AV-06-PA. 72
15	Grau de "cristalinidade" da esmectita e illita, medidos na fração < 2micra (glicolizada) nos testemunhos do furo AV-06-PA. 73
16	Grau de "cristalinidade" da illita versus razão I (002)/I (001), para as amostras do furo AV-06-PA. Fração < 2micra (glicolizada). I = intensidade. 74
17	Distribuição da frequência dos elementos magnésio, potássio, ferro e manganês no perfil do furo AV-06-PA. 80
18	Distribuição vertical dos elementos magnésio, potássio, ferro, manganês, zinco e estrôncio nos testemunhos do furo AV-06-PA. 81
19	Correlação entre alguns elementos químicos dos sedimentos do furo AV-06-PA. ... 82
20	Distribuição da frequência dos elementos zinco e estrôncio no perfil do furo AV-06-PA. 82

FOTOS

- 01 Estrutura geopetal em espinho de braquiópode. O topo da camada está indicado pela seta. Furo AV-19-PA. 62,95m. Obj 10X. Nicóis //. Barra=100µm. 113
- 02 Neomorfismo porfiróide ~~agradante~~, onde observa-se um nítido aumento do tamanho do cristal para o centro da foto. Furo AV-06-PA. 42,30m. Obj. 2,5X. Nicóis X. Barra=350µm. 113
- 03 Cimento "A" serreado na porção interna de um ostracode. Furo AV-06-PA. 50,10m. Obj. 25X. Nicóis //. Barra=350µm. 113
- 04 Cimento granular "A" rodeando pelóide que chega a fechar parcialmente o espaço intergranular. Furo AV-06-PA. 62,40m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm. 114
- 05 "Enfacial Junction" no cimento "B", furo AV-19-PA. 63,00m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm. 114
- 06 Fragmentos de braquiópodes formando "umbrella", que favorecem a uma posterior cimentação. Furo AV-06-PA. 72,85m. Nicóis// Obj. 2,5X. Barra=350µm. 114
- 07 "Rim Cement", em equinoderma, pouco evoluído. Furo AV-19-PA. 20,70m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm. 115
- 08 Fragmento de braquiópode, mostrando microestrutura fibrosa, com pequeninos canais transversais, preenchidos por calci

- ta. Furo AV-06-PA. 73,65m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1 μ m. 115
- 09 Fragmento de braquiópode mostrando dois tipos de estrutura, sendo a da esquerda fibrosa e a da direita prismática, separadas por um plano bem delimitado. Furo AV-06-PA. 73,65m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m. 115
- 10 Espinho de braquiópode em micrito, mostrando estrutura interna concêntrica e a camada externa com fibras radiais. Furo AV-06-PA. 63,15m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m. 116
- 11 Fragmento de equinoderma apresentando típica estrutura em "peneira". Furo AV-06-PA. 73,65m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m. 116
- 12 Fragmento de equinoderma mostrando canal central (lumen) preenchido por micrito. Furo AV-06-PA. 73,65m. Obj. 2,5X. Nicóis // Barra=350 μ m. 116
- 13 Foraminífero com câmaras bisseriais preenchidas por cimento calcítico. Furo AV-19-PA. 22,95m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m. 117
- 14 Foraminífero em seção sagital, (centro da foto), com câmaras parcialmente preenchidas por calcita e dolomita (clara). Furo AV-06-PA. 36,95m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m. 117
- 15 Ostracode mostrando a típica sobreposição das valvas com seu interior preenchido pela matriz. Furo AV-06-PA. 34,60m. Nicóis

	Pag.
//. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	117
16 Diversos fragmentos de briozoários, mos- trando as zoécias preenchidas por calcita esparítica. Furo AV-06-PA. 59,00m. Nicóis// Obj. 2,5X. Barra=350µm.	118
17 Fragmento de briozoário quase que tota- lmente silicificado, com algumas zoécias preservando o cimento calcítico (escuro). Furo AV-06-PA. 38,20m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	118
18 Fragmento de trilobita em forma de "caja- do", com típica extinção em varredura. Fu- ro AV-06-PA. 74,35m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	118
19 Fragmento de trilobita, mostrando peque- nos canalículos perpendiculares a super- fície da carapaça e preenchidos por cal- cita. Furo AV-06-PA. 74,35m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm.	119
20 "Limeclasts" algais(?) conservando ainda algo do seu aspecto "celular". Furo AV- 06-PA. 62,40m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Bar- ra=350µm.	119
21 Fragmento algáceo(?) no centro da foto on- de observa-se uma estrutura radial simé- trica preenchida por calcita. Furo AV-06- PA. 59,00m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra= 350µm.	119
22 Seção longitudinal de um gastrópode com a carapaça original dissolvida e substi- tuída por cimento calcítico. Furo AV-19-	

	PA. 42,25m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra = 1mm.	120
23	Seção transversal de gastrópode em um <u>in</u> traclasto. Observa-se estrutura <u>geopetal</u> formada pela <u>matriz micrítica</u> e o <u>cimen</u> to. O topo original está indicado pela <u>se</u> ta. Furo AV-19-PA. 53,85m. Nicóis //.Obj. 1X. Barra=1mm.....	120
24	Fragmento de bivalve mostrando duas <u>cam</u> adas distintas de concha. A camada externa conserva a estrutura fibrosa original, <u>en</u> quanto a camada interna foi obliterada <u>pe</u> la inversão aragonita/calcita. <u>Destaque</u> se o <u>conspícuo "envelope micrítico"</u> . Furo AV-35-PA. 2,35m. Nicóis X. <u>Obj.</u> 1X. <u>Bar</u> ra=1mm.	120
25	Fragmento de coral com os coralitos <u>pre</u> enchidos por cimento. Furo AV-19-PA. 53,20m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm.	121
26	Fragmento fosfático de forma <u>subtriangu</u> lar, atribuído a conodonte, dentro de um dolomito finamente cristalino. Furo AV-06-PA. 32,10m. Nicóis //. Obj. 2,5X. <u>Bar</u> ra=350µm.	121
27	Intraclasto em forma de "aggregates", <u>cu</u> jos constituintes fósseis não puderam ser identificados. Destaque-se o <u>conspícuo ci</u> mento externo "A". Furo AV-06-PA. 34,60m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	121
28	Pelóide parcialmente substituído por <u>cris</u> tais de dolomita. Furo AV-19-PA. 19,10m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm.	122

- 29 Pelóides parcialmente substituídos por pi
rita e "glauconie" em grainstone. Furo AV-
19-PA. 19,10m. Nicóis //. Obj. 10X. Bar
ra=100µm. 122
- 30 "Superficial ooids" e pelóides, formando
grainstones. Os núcleos dos oólitos são pe
lóides. Furo AV-19-PA. 37,95m. Nicóis //.
Obj. 2,5X. Barra=350µm. 122
- 31 Detalhe da foto anterior onde se observa
três camadas concêntricas envolvendo o pe
lóide. Furo AV-19-PA. 37,95m. Nicóis //.
Obj. 10X. Barra=100µm. 123
- 32 Porosidade móldica, atribuída a dissolu
ção de pelóides e/ou oólitos. Furo AV-19-
PA. 37,95m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=4mm 123
- 33 Oncólito onde se observa um espinho de
braquiópode envolvido por alga. Furo AV-
35-PA. 2,35m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Bar
ra=35µm. 123
- 34 Dolomito medianamente cristalino com cris
tais euhedrais a subhedrais de bordos ar
redondados e cimentados por sílica. Furo
AV-19-PA. 65,80m. Nicóis //. Obj. 10X. Bar
ra=100µm. 124
- 35 Cristais euhedrais de dolomita, clivagem
bem pronunciada, com inclusões de calci
ta (pontuações escuras). Furo AV-06-PA.
57,35m. Nicóis //. Obj. 25X. Barra=35µm . 124
- 36 Textura porfirofotópica, com cristais de do
lomita uniformemente distribuídos dentro
de uma matriz micrítica. Furo AV-35-PA.
13,70m. Nicóis // Obj. 1X. Barra=1mm. 124

- 37 Romboedros de dolomita truncados pelos es
tilólitos. Em algumas porções os estilóli
tos estão interconectados. Furo AV-19-PA.
32,05m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm.. 125
- 38 Pelesparito totalmente dolomitizado, com
os menores cristais substituindo os alo
químicos. Furo AV-06-PA. 64,95m. Nicóis //.
Obj. 2,5X. Barra=350µm. 125
- 39 Cristais de dolomita mostrando uma preten
sa seletividade de substituição aos peíol
des em "grainstone". Furo AV-19-PA. 19,10
m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm. 125
- 40 Romboedro de dolomita substituído por
quartzina, em dolomito cristalino muito
fino. Furo PA-06-PA. 44,70m. Nicóis X.
Obj. 10X. Barra=100µm. 126
- 41 Cristais de fluorita, (mais escuro, no cen
tro da foto), subhedrais, associados a do
lomita epigenética. Furo AV-19-PA. 46,75m.
Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm. 126
- 42 Cristais de dolomita parcialmente desdolo
mitizados sem um padrão definido (dolomi
ta=claro; calcita=escura). Furo AV-35-PA.
23,28m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm. 126
- 43 Romboedro originalmente de dolomita subs
tituído por calcita, em uma matriz micrí
fica. Furo AV-06-PA. 53,15m. Nicóis //.
Obj. 10X. Barra=100µm. 127
- 44 Megaquartzo autigênico poligonal com so
brescrescimento nos bordos. Furo AV-06-
PA. 29,20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100
µm. 127

45	Quartzo autigênico com inclusões de <u>anidrita</u> (?). Furo AV-06-PA. 29,20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm.	127
46	Cristais de quartzo autigênico com <u>inclusões</u> de carbonatos e minerais <u>evaporíticos</u> (?). Furo AV-06-PA. 29,20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm.	128
47	Sobrecrescimento em grão de quartzo <u>detritico</u> individualizado pelo alinhamento de inclusões nos bordos do grão. Furo AV-06-PA. 76,45m. Nicóis X. Obj. 25X. Barra=35µm.	128
48	Cubos de fluorita preservados dentro do microquartzo. Furo AV-19-PA. 22,40m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm.	128
49	Espinho de braquiópode substituído <u>homoxialmente</u> por calcedonita. Furo AV-06-PA. 36,95m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	129
50	Esferulito de quartzina em matriz <u>microfítica</u> . Furo AV-06-PA. 44,70m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	129
51	Pirita autigênica de forma radial, cujo núcleo é um espinho de braquiópode. Furo AV-06-PA. 74,35m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm.	129
52	Manchas de pirita fina, distribuída <u>dentro</u> da massa silicosa. Furo AV-19-PA. 22,40m. Nicóis X. Obj. 1X. Barra=1mm.	130
53	Estilólito do tipo simples, (em baixo) mostrando o plano de estilolitização <u>pre</u>	

- enchido por material argiloso, além da contrastante diferença entre o material situado abaixo e acima desse plano. Em cima estilólitos interconectados. Furo AV-06-PA. 59,00m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm. 130
- 54 Brusca mudança textural de um grainstone para mudstone. A presença do mudstone é atribuída, provavelmente, a processos de bioturbação. Furo AV-19-PA. 56,35m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100 m. 130
- 55 Microfacies padrão 9, representada por biomicrito com textura packstone e bioclastos distribuídos homogeneamente. Furo AV-06-PA. 26,30m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 131
- 56 Microfacies padrão 8, representada por biogênicos bem preservados (foraminíferos) espalhados em arcabouço aberto. Furo AV-19-PA. 14,65m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 131
- 57 Microfacies padrão 17, representada por biointrapelesparito, localmente formando agregados, em arcabouço fechado. Furo AV-06-PA. 62,40m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 131
- 58 Microfacies padrão 16. Está representada por biopel intraesparito em arcabouço fechado. Furo AV-19-PA. 19,10m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 132
- 59 Microfacies padrão 18. Caracteriza-se por foram intraesparito em arcabouço fechado.

- Furo AV-06-PA. 69,95m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 132
- 60 Microfacies padrão 11. Caracteriza-se por apresentar bioclastos micritizados, dispostos num arcabouço "grain support". Furo AV-06-PA. 60,90m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 132
- 61 Microfacies padrão 15. Trata-se de um ~~rombo~~lesparito em arcabouço tipo "grain support" (os claros da foto são ~~o~~ólitos ou pelóides dissolvidos). Furo AV-19-PA. 37,95m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. . 133
- 62 Fratura ~~diagenética~~ preenchida por cimento "B" estando localmente substituída pela dolomita. Furo AV-19-PA. 51,55m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm. 133
- 63 Dolomitização interrompida pela silicificação. Observe-se a diferença entre o tamanho dos romboedros (escuro) dentro e fora da massa silicosa (clara). Furo AV-19-PA. 32,80m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 133
- 64 Fratura bastante retilínea, preenchida por cimento "B", mostrando cristais de ~~pi~~rita substituindo tanto a matriz como o cimento. Furo AV-19-PA. 63,00m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm. 134
- 65 Granada mostrando ataque químico, demonstrado pela presença de cavidades triangulares bem ordenadas em relação aos romboedraedros. Ao lado direito um grão de zircão. Furo AV-06-PA. 76,35m. Nicóis

	//. Obj. 10X. Barra=100µm.	134
66	Grão de turmalina esverdeado bem arredondado. Observe ainda a presença de granada, opaco e quartzo. Furo AV-06-PA. 76,35m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm.	134
67	Grão de zircão alongado e zonado. Furo AV-06-PA. 76,35m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm.	135

TABELAS

01	Síntese dos dados petrográficos referente ao furo AV-06-PA.	57
02	Síntese dos dados petrográficos referente ao furo AV-19-PA.	58
03	Síntese dos dados petrográficos referente ao furo AV-35-PA.	59
04	Matriz de correlação dos elementos magnésio, potássio, ferro, manganês, zinco e estrôncio das amostras do furo AV-06-PA (N=34 amostras).	83

RESUMO

A Formação Itaituba (Westphaliano "D" ao Stephaniano), na região de Aveiro-Pa, é constituída predominantemente por calcário e dolomito associados a níveis de siltito e argilito e mais raramente a arenito.

A fauna ali presente está representada principalmente por braquiópodes, equinodermas, foraminíferos e menos frequentemente ostracodes, briozoários, moluscos, trilobitas, além de algas.

As evidências mineralógicas, texturais e geoquímicas sugerem que o processo de dolomitização ali atuante desenvolveu-se em um ambiente "schizohalino" de subsuperfície, acompanhado de uma intensa silicificação.

O estudo microfaciológico desses carbonatos constatou a presença de sete tipos de microfacies, sendo predominante os biomicritos e biomicroesparitos com textura packstone. Menos frequentemente ocorrem grainstones com foraminíferos e biointraepesparitos com ou sem agregados. Estas microfacies sugerem um ambiente de "Facies Plataformar Marinha Aberta", embora localmente de circulação restrita. Outros tipos de microfacies estão representadas por grainstones com bioclastos micritizados e grainstones com pelóides e oólitos, sugerindo uma "Facies de Areia em Margem de Plataforma".

A evolução da sequência diagenética nesses calcários, constatou que os primeiros eventos verificados durante a fase sinsedimentar foram os processos de micritização, glauconitização e bioturbação. Durante a diagênese inicial ocorreu a dolomitização, a compactação e a formação do cimento "A". Já na fase de diagênese tardia verificou-se a precipitação do cimento "B", a segunda dolomitização, a fluoritização, silicificação, piritização, estilolitização e a formação da desdolomitização.

A fração insolúvel é predominantemente siltico-argilosa, constituindo geralmente menos que 18% dos carbonatos. O argilomineral mais abundante é a illita, seguido da esmectita e cauliníta, sendo considerados basicamente de origem

terrígena, embora tenha ocorrido neoformação como atesta a presença da "glauconie". O estudo da fração pesada, constatou a presença dominante da pirita e granada, associada a turmalina e zircão e menos frequentemente rutilo, fluorita e anatásio.

Um certo valor paleoclimático é atribuído aos feldspatos, granada e ilita, sugerindo, para a área de erosão, um clima mais moderado, com tendências a semi-árido.

Dos nove elementos analisados (Cu, Pb, Ni, Zn, Sr, Mn, Fe, K e Mg), apenas os três primeiros apresentaram valores abaixo do limite de detecção do aparelho. Os resultados mostram uma boa correlação entre o potássio e o ferro, e entre o manganês e o magnésio, além de uma propensão ao aumento dos teores de ferro e potássio, em direção ao topo do perfil, acompanhado de uma diminuição dos teores de manganês nesse mesmo sentido. Esse comportamento associado ao aumento da fração insolúvel seria indicador de uma mudança vertical de facies com tendências mais continentais (regressão marinha).

ABSTRACT

The sedimentary rocks of the Itaituba Formation (of Westphalian "D" to Stephanian age) of the Aveiro Region, in the state of Pará, are mostly limestone and dolomite, with minor, interbedded, clay, argillite and, rarely, sandstone.

In general they are fossiliferous and the fossil fauna of these limestones consists mostly of brachiopods, echinoderms, foraminifera and, less frequently, ostracodes, bryozoans, mollusks and trilobites. Rarely algae are found associated to these fossils.

Petrographic, textural and geochemical evidence shows that these limestones went through a process of dolomitization in "schizohaline" conditions of subsurface, which was accompanied by intense silicification.

Seven types of microfacies were defined for the limestones. The most common are biomicrites and biomicroparite with a packstone - texture. Grainstones with foraminifera and biointraparite with or without aggregates also occur. This suggests a "Marine Shelf Facies - Open Circulation" type, although locally it is of the restricted circulation. Other types of microfacies were found in the area which are identified by the occurrence of grainstones with micritized bioclasts and grainstones with peloids and ooids, which point to the existence of "Sand on Edge of Platform Facies".

The diagenesis of these limestones consisted of micritization, glauconization and bioturbation, during the early sedimentary phase. The first diagenetic events consisted of, dolomitization, compaction and the formation of cement "A". During the late stages of diagenesis there was precipitation of cement "B", a second stage of dolomitization, piritization, stilolitization and dedolomitization.

The insoluble fraction is dominantly silt-clay but it constitutes less than 18% of the carbonate, illite being the dominant clay mineral. Smectite and kaolinite are the other components of this fraction. Clay minerals are essentially of

detrritic origin although it is possible that some are newly formed as "glauconie" is associated with them.

Pyrite and garnet are the most common heavy minerals, followed by tourmaline and zircon, while rutile, fluorite and anatase are less frequent.

The presence of feldspar, garnet and illite suggests, for the eroded region, a moderate to semi-arid climate.

Chemical analysis for Cu, Pb, Ni, Zn, Sr, K, Fe, Mn and Mg, were carried out by atomic absorption spectrometry. However Cu, Pb and Ni were below the limits of detection of the method used. Correlation coefficients are significant for the pairs K - Fe and Mn - Mg. The trends of element concentration show an increase of Fe and K towards the top, while Mn decreases in the same direction, which trends show a more important continental contribution towards the top suggesting a marine regression.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Objetivos

Os calcários da Formação Itaituba, já conhecidos desde 1863, têm fornecido até agora um grande número de trabalhos paleontológicos (vide cap. 3), iniciados próximos ao final do século passado e incrementados principalmente a partir da década de 50. Entretanto poucos estudos de cunho essencialmente sedimentológico foram desenvolvidos, com exceção dos trabalhos lito-estratigráficos realizados pela Petrobrás (vide cap. 2 e 3).

Dentre os trabalhos existentes destacamos, entre outros, a excelente pesquisa desenvolvida por Carozzi et alii (1972a, b) na determinação, em caráter regional, das microfácies das formações Itaituba e Nova Olinda.

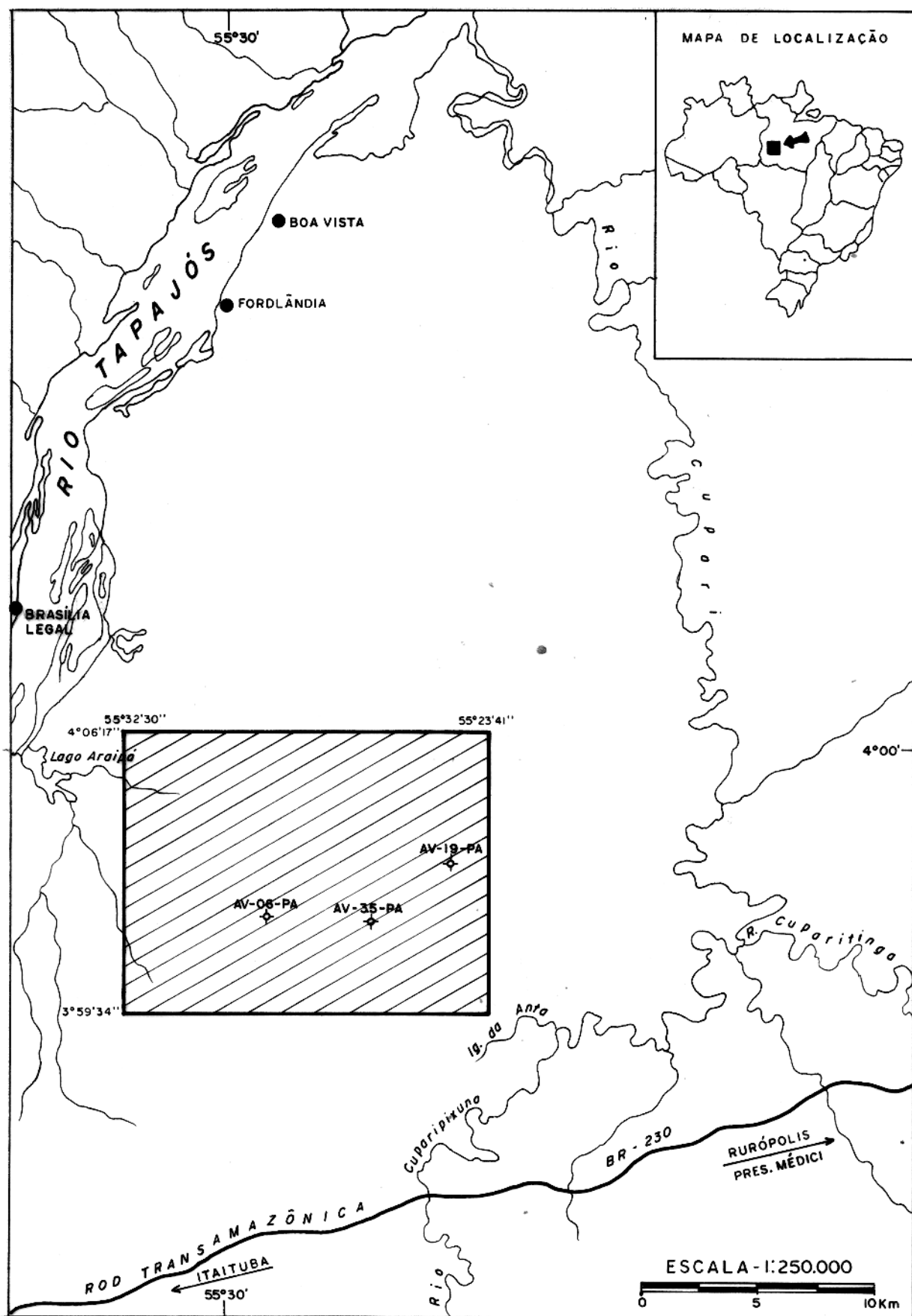
O objetivo precípua deste trabalho é estabelecer o paleoambiente de deposição e a evolução desses carbonatos na área estudada. Para isso foi efetuado um estudo petrográfico detalhado seguido de estudo da fração insolúvel (sobretudo da fração argila) e análise geoquímica para nove elementos visando não somente trazer maiores subsídios para o estudo paleoambiental, mas também identificar possíveis níveis minerais de valor econômico.

Para atingir esse alvo, foram selecionados três furos de sonda (AV-06-PA; AV-19-PA e AV-35-PA), distribuídos estrategicamente por todo o depósito, de forma que englobassem a maior área possível e fossem representativos de todo o pacote ali depositado.

1.2 Localização e Vias de Acesso

A área pesquisada está localizada entre os rios Tapajós e Cupari, próximo a Vila de Brasília Legal, Município de Aveiro, no Estado do Pará (Fig. 01). Tem como coordenadas geográficas 3°59'34" a 4°06'17"S e 55°23'41" a 55°32'30" W.Gr.

Seu acesso pode ser feito inicialmente por via aé



FONTE: MODIFICADO DA COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS (1979)

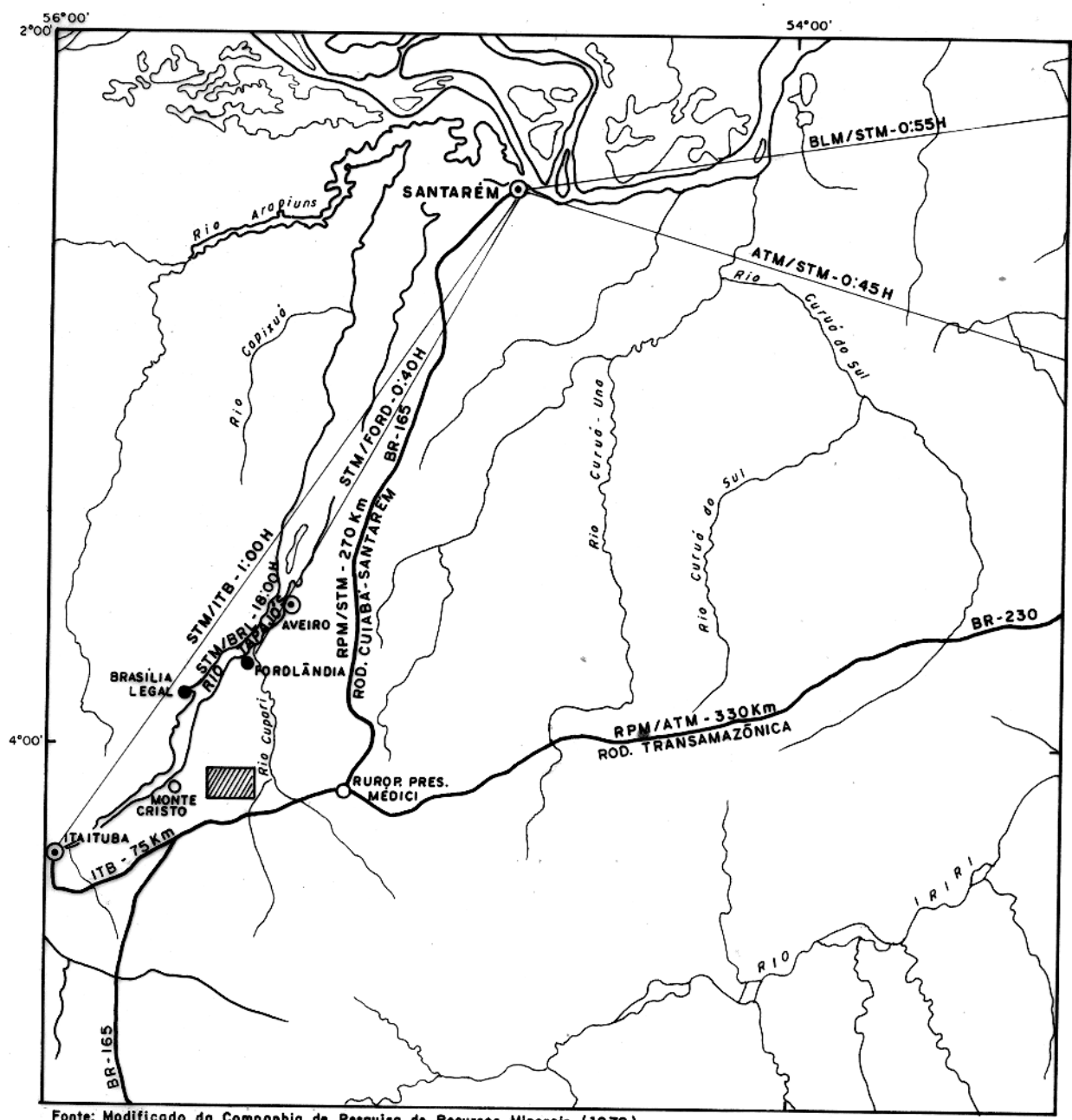
LEGENDA

⬢ AV-06-PA — Furo de sonda estudado

▨ Área estudada

Fig.01 — Localização da Área

rea de Belém até Santarém e posteriormente por via fluvial até o Lago Araipá, situado em frente a Vila de Brasília Legal. Daí por diante o deslocamento é feito a pés ou em animal de carga, por aproximadamente 17 km de picada (Fig. 02).



Fonte: Modificado da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (1979)

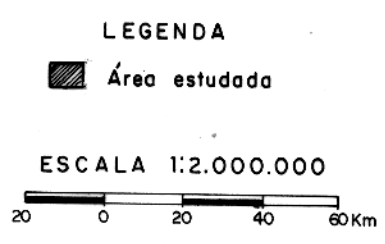


Fig.02- Acesso a Área

2 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

A Bacia Amazônica ocupa uma área de 1.200.000 km², estando subdividida em quatro sub-bacias denominadas, de leste para oeste, Bacia do Marajó, Bacia do Baixo Amazonas, Bacia do Médio Amazonas e Bacia do Alto Amazonas, separadas respectivamente pelos arcos de Gurupá, Monte Alegre, Purus e Iquitos.

A história da sedimentação na Bacia Amazônica inicia-se no Neoordoviciano com a primeira invasão marinha no sentido leste-oeste, depositando os arenitos e siltitos intercalados, pertencentes ao Grupo Trombetas (Caputo et alii, 1983). com a elevação do nível do mar essa invasão tornava-se cada vez mais acentuada, transgredindo até um pouco além do atual arco de Purus (Melo, 1964). A deposição dessa unidade foi predominante mente arenosa, embora já quase no final da sedimentação (Eosiluriano) o mar apresentasse maior profundidade antes de uma regressão que pôs fim a este ciclo deposicional (Caputo et alii, 1971).

Iniciou-se então uma fase erosiva provocando uma discordância entre o Siluriano e o Devoniano. No Eodevoniano ocorreu uma nova incursão marinha, também de leste para oeste, atingindo até pouco além do Arco Purus. O material depositado foi principalmente arenitos finos a conglomeráticos e siltitos argilosos com finas intercalações de folhelhos. Já no Mesodevoniano, continuou a deposição dos siltitos intercalados com arenitos finos da Formação Ererê e os folhelhos radioativos da Formação Barreirinha. Esses folhelhos indicam o máximo da transgressão devoniana, estendendo-se até o Neodevoniano. Em seguida ocorreu a regressão do mar com deposição de siltitos e diamictitos da Formação Curiri, além de arenitos com siltitos, folhelhos e diamictitos intercalados pertencentes a Formação Oriximiná (Caputo et alii, 1972a, b). Seguiram-se os arenitos e folhelhos, que afloram apenas no domo de Monte Alegre e subafloram no centro da Bacia do Médio Amazonas, pertencentes a Formação Paro, em ambiente continental fluvial a lacustre.

Completa-se então a regressão dos mares para leste, acarretando uma acentuada discordância erosiva. Manifesta-

se o Arco de Iquitos e apareceu o arqueamento na área da atual Bacia do Marajó, separando parcialmente a Bacia do Amazonas do Saara (Andrade & Cunha, 1971a, b). Durante esse hiato, o clima modificou-se acentuadamente, passando de frio glacial e periglacial para árido e quente (Caputo et alii, 1983)

Com a elevação do nível do mar bastante moderada no Neocarbonífero, o mar começou a invadir novamente, só que desta feita de oeste para leste, inicialmente através do Alto Amazonas prosseguindo pelo Médio Amazonas, depositando os arenitos da Formação Monte Alegre. Durante o Pensilvaniano Médio o mar tornou-se mais profundo com águas mais ricas em carbonatos, e constantes oscilações do nível do mar, além de apresentar um clima mais quente que favoreceu o desenvolvimento de uma abundante fauna (Caputo et alii, 1971). Essas constantes oscilações proporcionaram curtos intervalos de ambientes restritos com conseqüente deposição de anidrita intercalada aos carbonatos, folhelhos, siltitos e arenitos, em menor quantidade, pertencentes a Formação Itaítuba.

As restrições temporárias deveriam ocasionar a morte de grande parte da fauna. Com a volta da salinidade normal a fauna se recompôs comprovado pelo fato de ocorrerem abundantes fósseis acima dos níveis de anidrita (Caputo et alii, 1971).

A acumulação de químicos ficou mais acentuada durante a deposição da Formação Nova Olinda, onde o clima tornou-se ainda mais árido e os ambientes bem mais restritos, limitando a fauna e depositando espessas camadas evaporíticas, inclusive de sal-gema. Esse ciclo termina no Neopermiano, com um ambiente de água salobra representado pela passagem dos sedimentos marinhos para os siltitos vermelhos e verdes, silicosos, com raros leitos de calcário e anidrita, pertencentes a Formação Andirá.

No final do Permiano, ocorreram intensas intrusões de diques e soleiras de diabásio, que se estenderam até o Eocretáceo.

Após um longo período de intensa erosão, acumularam-se durante o Mesocretáceo, os argilitos, folhelhos, sil

titos, arenitos e conglomerados, de origem continental, da Formação Alter do Chão. Segue-se um novo período erosivo, quando então depositaram-se as argilas cinzas e vermelhas, contendo abundante restos vegetais e animais pertencentes a Formação Solimões.

Finalmente os abaixamentos eustáticos do nível do mar, durante o Pleistoceno, proporcionaram a erosão e consequentemente deposição de argilas, areias e cascalhos ao longo do leito dos rios.

A coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Amazonas, acha-se resumida na Fig. 03.

EON	ERA		ÉPOCA	IDADE	INTERVALOS BIOESTRATI- GRÁFICOS	GRUPO FORMAÇÃO
F A N E R O Z Ó I C O	CENOZOICA	Q	HOLOC. PLEIST.			SOLIMÕES
		TERC	PLIOCENO EO-MIOCENO EOCENO			
	MESOZOICA	CRETÁCEO		SENONIANO		
				TURONIANO		ALTER CHÃO
			MESO	CENOMANIANO		
				ALBIANO		
			EO	APTIANO		
		JURÁSSICO	NEO			
			MESO			
			EO			
		TRIÁSSICO	NEO			
			MESO			
			EO			
	PALEOZOICA	PERMIANO	NEO		XVI	ANDARA
			MESO			
			EO		XV	NOVA OLINDA
		CARBONÍFERO		STEFANIANO	XIV	ITAITUBA
			NEO	WESTFALIANO	XIII	MTE. ALEGRE
				WISEANO	XII XI X IX	FARO
			EO	TOURNAISIANO		ORIXIMINÁ
		DEVONIANO	NEO	STRUNIANO	VIII	CURIRI
				FAMENIANO	VII	
				FRASNIANO	VI	BARREIRINHA
			MESO	GIVETIANO		ERERÊ
				EIFELIANO	V	
		SILURIANO	EO	EMSIANO	IV	MAECURU
			MESO	WENLOCKIANO		MANACAPURU
			EO	LANDOVERIANO	III (U) III (L)	PITINGA
		ORD.	NEO		II	NHAMUNDA
						AUTÁS-MIRIM
	?	?	?	?	I	GR. TROMBETAS
PROT.						EMBASAMENTO

Fonte: Modificado a partir de Caputo et alii, 1983

Fig. 03 - Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Amazonas

3 GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ITAITUBA

3.1 Trabalhos Anteriores

Os primeiros conhecimentos geológicos sobre a Formação Itaituba, são atribuídos a Chandless que em 1862 percorreu o rio Tapajós (Caputo & Andrade, 1968).

Hartt, 1874 (apud: Hartt, 1933) foi quem denominou "Série Itaituba" para os sedimentos entre a "Formação Curuá" e as camadas vermelhas do topo da coluna estratigráfica da Bacia Amazônica.

Seguem-se diversos outros pesquisadores, entre os quais destacam-se Derby, (1874) e Katzer, 1897 e 1903 (apud: Caputo, et alii, 1972a, b). A partir de 1917, com as pesquisas para carvão empreendidas pelo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, intensificaram-se os trabalhos, com as contribuições de Avelino Ignácio de Oliveira, Paulino Franco de Carvalho (apud: Caputo & Andrade, 1968) e Moura (1938).

Com o advento da Petrobrás, uma significativa contribuição tem início no estudo crono-estratigráfico de toda a sequência paleozóica. Destacam-se, entre outros, como de relevante interesse para a área de estudo, as contribuições de Pontes (1966); Caputo & Andrade (1968); Caputo et alii (1971); Andrade & Cunha (1971a, b); Carozzi, et alii (1972a, b) e Caputo et alii (1972a, b).

3.2 Idade

Os primeiros fósseis da Formação Itaituba foram descobertos em 1863 pelo Major-engenheiro João da Silva Coutinho que juntamente com Agassiz, empreendeu a exploração da Expedição Thayer na Bacia Amazônica (Duarte, 1938). Nem Chandless nem Agassiz que estudaram essa fauna, resolveram o problema de sua idade, cabendo a Brown em 1872 (apud Duarte, 1938) data-la como carbonífera (Duarte, 1938). Derby (1874) confirmou esta idade em seu trabalho "On the Carboniferous Brachiopoda of

Itaituba, Rio Tapajós, Province of Pará, Brazil". Posteriormente vários outros pesquisadores corroboraram essas conclusões, entre os quais citamos Katzer, 1897 e Reed, 1933 (apud: Caputo & Andrade, 1968).

Com o trabalho de Petri (1952), a datação da Formação Itaituba teve um novo avanço, através do estudo dos Fusulinídeos, enquadrando aqueles sedimentos como pertencentes ao Moscoviano (Westphaliano). A partir daí ocorre um acentuado incremento nas pesquisas paleontológicas, destacando-se as contribuições de Mendes (1956, 1957a, b, 1959, 1961, 1966, 1967), Petri (1956). Fúlfaro (1965); Barbosa (1965, 1967); Pinto (1972); Santos, (1967); Ramos (1967), entre outros.

Daemon & Contreiras (1971) deram um significativo avanço no problema de datação dos sedimentos da Bacia Amazônica, quando através de estudos palinológicos, subdividiram os sedimentos da bacia, em dezesseis intervalos bioestratigráficos, sendo que a Formação Itaituba ficou restrita aos intervalos XIII e XIV, correspondendo a uma idade entre o Westphalia no "D" e Stephaniano.

3.3 Geologia Local

A área estudada foi trabalhada pelo autor desde 1975 através do Projeto Calcário Itaituba, realizado pela CPRM para o DNPM. Naquela época foram selecionados cinco depósitos de carbonatos, a partir de mapas fotogeológicos (Pontes, 1966) para serem detalhados. Após os trabalhos geológicos de superfície foram efetuados cinco sondagens que apresentaram excelentes resultados para seu aproveitamento econômico. Sendo assim, o depósito foi considerado merecedor de trabalhos mais detalhados, surgindo o Projeto Aveiro em 1977, que executou mais 77 sondagens, delimitando reservas de carbonatos superiores a 1,5 bilhão de toneladas.

Na área estudada foram identificadas as formações Barreirinha, Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda, além de algumas lateritas e aluviões recentes (Anexo 1). Essas for

mações obedecem a direção regional dos sedimentos paleozóicos da Bacia Amazônica, segundo a direção ENE-WSW.

A Formação Barreirinha foi constatada pela presença de folhelhos escuros, carbonosos, algo quebradiços, sendo mais facilmente individualizados pela fotointerpretação.

Já a Formação Monte Alegre caracteriza-se por arenitos esbranquiçados, de granulometria média a fina, não carbonáticos e comumente ferruginosos. Seu contato com a formação sobrejacente é bem marcado pela presença de pequenas escarpas descontínuas.

O reconhecimento da Formação Itaitubá em superfície, foi facilitado pelos seus caracteres geobotânicos que apresentam, principalmente na zona dos calcários, uma vegetação rala, de pequeno porte, não ultrapassando os 10 metros de altura e constituída predominantemente por arbustos e cipós. Isto cria um contraste bastante acentuado com a vegetação circundante, típica da hiléia amazônica. A presença da Formação Itaitubá torna-se ainda mais ressaltada pela sua morfologia, quase aplainada, além da existência de pequenas dolinas, vales rasos e abertos com constantes sumidores. Essas feições são bem marcantes nas fotografias aéreas dando um padrão textural que facilita sua delimitação.

Os afloramentos existentes são raros e esparsos em forma de pequenos bancos ou pequenas calotas ou ainda como blocos dispersos. Quando presentes, são de uma maneira geral, de coloração cinza, com variação no seu matiz desde esbranquiçado (N 7) (Rock-Color Chart, 1970) até esverdeado (5G 6/1) (Rock-Color Chart, 1970), comumente siltosos gradando até níveis puramente siltico-argilosos geralmente coesos, maciços, algo carbonáticos, com vênulas de calcita. Mais raramente intercalam-se porções arenosas de granulometria muito fina.

Os calcários são compactos, bastante fossilíferos, podendo-se macroscopicamente distinguir-se fragmentos de braquiópodes e carapaças de gastrópodes. Sua granulometria é muito fina, predominantemente lutítica, podendo em alguns níveis apresentar um aspecto mais grosseiro. É comum observar-se drusas de calcita ou pequeninas fraturas preenchidas por cris

tais de calcita grosseira, além de cristais de pirita disseminados. Quanto mais betuminoso, tanto mais escuro e apresentam um característico odor de óleo em fratura fresca. Interessante ressaltar é a relação entre a coloração e o teor de magnésio. Os calcários mais puros são de coloração esbranquiçada.

Já os dolomitos variam de cinza-claro (N7) (Rock-Color Chart, 1970) até cinza-oliva-claro (5Y 6/1) (Rock-Color Chart 1970), sua granulometria varia desde muito fina (afanítica), conferindo a essas amostras um fraturamento plano quase tabular; até média, quando então tornam-se mais porosos, frequentemente cavernosos, com cristais de calcita forrando essas cavernas.

A estrutura mais evidente são os planos de estilolitização, abundantemente difundidos e geralmente paralelos à estratificação.

Em subsuperfície os carbonatos apresentam-se semelhante aos já descritos anteriormente, embora seja mais conspícuo o aparecimento de níveis siltico-argilosos, em direção à base, com espessura variando desde alguns centímetros até mais de um metro (Fig. 04). O contato entre os carbonatos e o siltito argiloso é muitas vezes gradativo dificultando a delimitação do contato. Já a passagem para a formação subjacente (Monte Alegre) é muito bem evidenciada pelo surgimento de níveis siltico-argilosos, algo carbonáticos, de coloração esverdeada (5 GY 6/1) (Rock-Color Chart, 1970) até chocolate (5 YR 2/2) (Rock-Color Chart, 1970), que gradativamente vão se tornando mais arenosos (vide Fig. 04).

Tanto os trabalhos de superfície como os de subsuperfície não apresentaram evidências de falhamentos, apenas algumas fraturas e pequenos deslocamentos resultantes da própria acomodação do material. A direção geral das camadas foi determinada como N75°E, com um mergulho verdadeiro de 1°30' para NNW.

A espessura máxima observada de carbonato nesse depósito, foi de 90 metros, calculado pela diferença de cota entre a base do calcário e o afloramento topograficamente mais

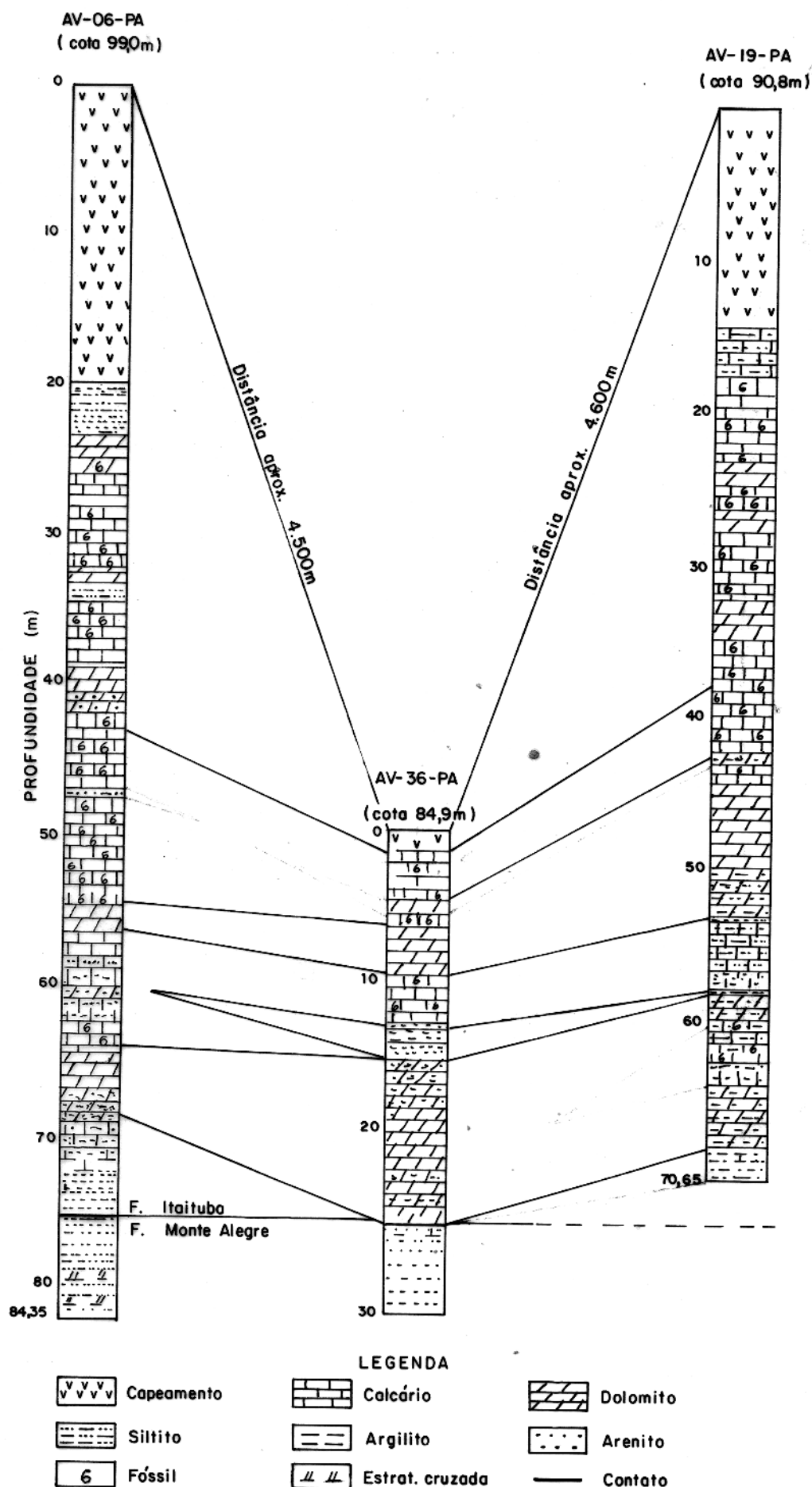


Fig.04 - Perfis dos furos estudados.

elevado.

Sobrepondo-se ao pacote basal dos calcários, ocorre uma sequência de arenitos e folhelhos ainda pertencentes a Formação Itaituba. Os arenitos são porosos, de granulometria média a fina e não carbonáticos. Já os folhelhos são bem estratificados, não carbonáticos e aparentemente intercalados nos arenitos (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1979).

A Formação Nova Olinda ocorre na porção Norte da área, tendo sido feita sua delimitação através de fotointerpretação uma vez que, não foram observados afloramentos pertencentes àquela unidade.

Quanto aos aluviões e lateritas são raros e esparsos, estando os primeiros confinados aos pequenos leitos dos igarapés e o segundo com distribuição mais irregular.

4 PETROGRAFIA DOS CARBONATOS

4.1 Introdução

Neste capítulo são descritos além dos componentes texturais (matriz, biogênicos, intraclastos, pelóides e oólitos), os fenômenos diagenéticos (cimento, dolomita, desdolomita, sílica e pirita), além de diversas estruturas observadas (fraturamento, bioturbação e estilolitização). Ao final de cada seção é feita uma breve discussão sobre sua origem.

4.2 Metodologia

Afora a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagens, foram estudadas 111 seções delgadas, sendo todas elas tingidas com alizarina vermelha-S, para diferenciação da calcita e dolomita. Alguns dolomitos foram tingidos com ferricianeto de potássio para distinguir a dolomita ferrosa da não-ferrosa (Friedman, 1971).

O método de difração de raios-X, foi também aplicado para determinar o teor de $MgCO_3$ na calcita, utilizando-se o gráfico de Chave (apud Carver, 1971) e a composição da dolomita através do gráfico de Goldsmith et alii (apud Füchtbauer, 1974).

A porcentagem dos componentes foi avaliada semiquantitativamente usando-se as tabelas para estimativa visual de Scholle (1978). Para a descrição do tamanho do grão, utilizou-se o de maior diâmetro. Os pequenos cristais foram medidos nas margens das lâminas onde não há superposição, conforme sugerem Bausch, (1968) e Lindholm & Dean (1973).

Os resultados obtidos foram sintetizados nas tabelas 01, 02 e 03.

4.3 Matriz

4.3.1 Generalidades

Matriz é aqui entendida segundo a colocação de

Bissell & Chilingar (1967), que a definiram como "The natural material in which any fossil, rock fragment, crystal, grain, etc. is embedded".

O micrito (Folk, 1959, 1962 e 1974; Bissell & Chilingar, 1967), refere-se a lama carbonática já consolidada, de origem química ou mecânica formada por cristais de 1 a 4 micra, geralmente subtranslúcida, com uma fraca coloração amarronzada em seção delgada.

O microesparito é definido segundo Folk (1965), como a calcita microcristalina com dimensões variando de 4 a 30 micra, resultante do "neomorfismo". Quando o cristal ultrapassa 30 micra, é denominado de "pseudoesparito" (Folk, 1959), para diferenciar do esparito verdadeiro (cimento).

A contribuição terrígena fina é constituída por argila e silte fino.

4.3.2 Características e Ocorrências •

O micrito na Formação Itaituba apresenta-se como cristais anhedrais de calcita, com diâmetro inferior a 4 micra, subtranslúcida com coloração cinza-amarelada (5 Y 8/1) (Rock-Color Chart, 1970), servindo de sustentação para os aloquímicos ou, em alguns casos, preenchendo as estruturas esqueléticas em arranjo geopetal (Foto 01). Ocorre ainda como o principal constituinte dos intraclastos e pelóides e mostra-se distribuído irregularmente em todos os perfis estudados, sendo mais abundante no furo AV-06-PA. Quanto a composição da lama carbonática, foi determinada como calcita de baixo conteúdo de magnésio, com um valor médio de 2% de $MgCO_3$, sendo esta a forma mais comum em carbonatos antigos, em detrimento da aragonita e calcita de alto magnésio (Sanders & Friedman, 1967).

O microesparito é caracterizado por cristais anhedrais até subhedrais, com dimensões variando de 4 até 30 micra, sendo 8-10 micra seu tamanho médio. Geralmente translúcido, de coloração semelhante à do micrito, mostra em alguns casos um nítido aumento do tamanho do cristal estabelecendo, ge

nalmente, um padrão de neomorfismo porfiróide agradante (Folk, 1965) (Foto 02). Mais raramente foi observado a presença de neomorfismo porfiróide coalesce (Folk, 1965) em algumas amostras.

Menos frequentemente a matriz mostra uma forte contribuição da fração argilosa, relacionada aos pequenos níveis de marga intercaladas (vide cap. 7).

4.3.3 Discussão

Segundo Folk (1965) e Milliman (1974), a lama carbonática pode originar-se por processos orgânicos tais como, desintegração de certos tipos de algas e de outros organismos, abrasão de estruturas esqueléticas; mecanismos bioquímicos; atividades de bactérias, ou através da precipitação química direta ("Whittings").

Como não há argumentos para favorecer esta ou aquela hipótese sobre a origem de lama carbonática, devido ao pequenino tamanho das partículas, fica em aberto a questão.

Embora as características sugiram ser o microespírito proveniente de um processo neomórfico, Steinen (1978) cita a possibilidade do mesmo ser produto de cimentação secundária em poros, resultantes da dissolução de cristais metastáveis.

Não foi observado uma relação entre o conteúdo de argila e o tamanho do cristal na matriz carbonática, contrariamente ao constatado por Bausch (1968) e Marschner (1968) para os calcários do Jurássico Superior da Alemanha. Os cristais de tamanho micrito acham-se relacionados tanto a conteúdo inexpressivos da argila (0,2%) como a quantidades superiores a 24% (Fig. 05).

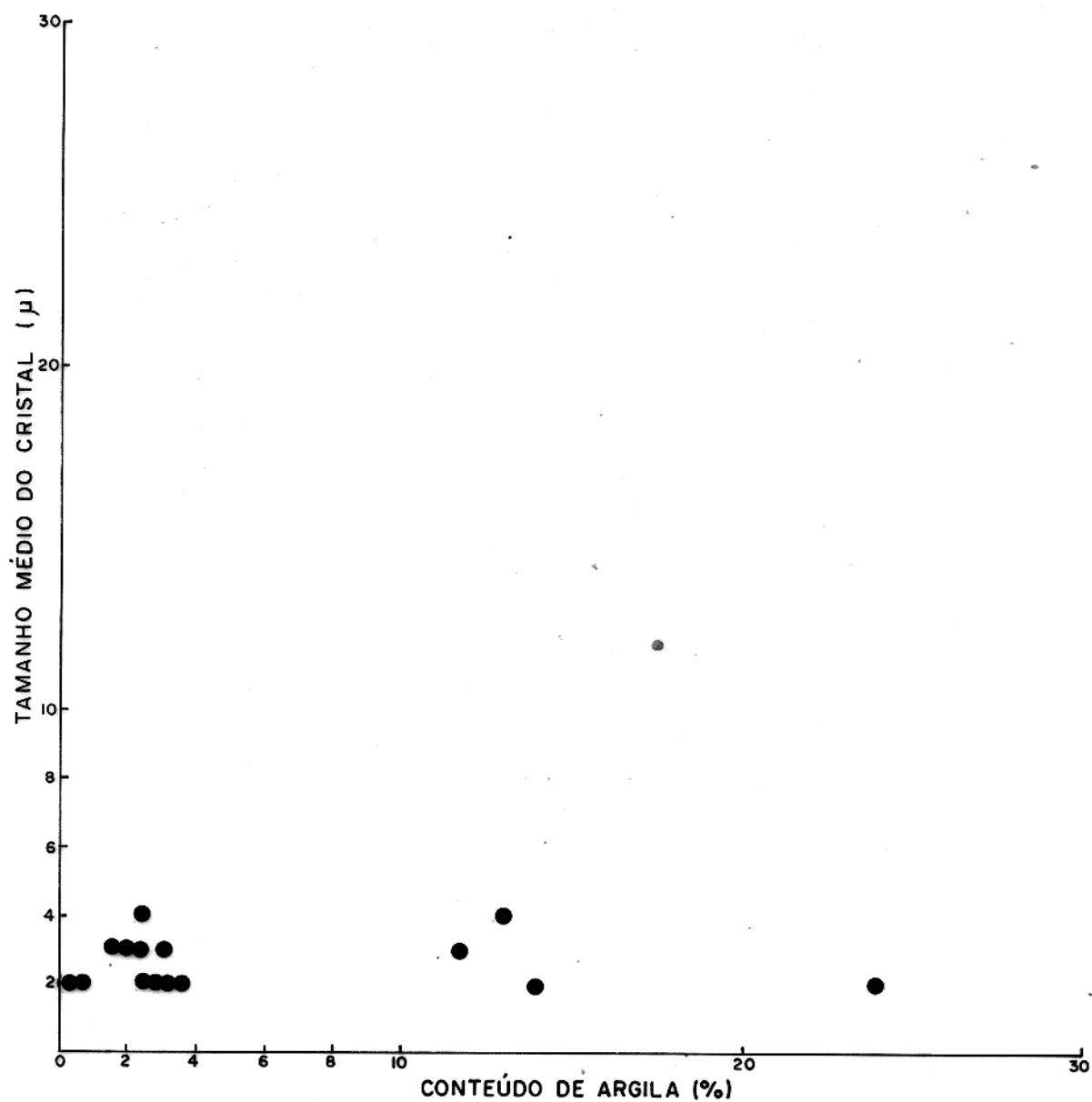


Fig.05- Relação entre o tamanho médio do cristal da matriz carbonática e o conteúdo de argila.
Dados do furo AV-06-PA.

4.4 Cimento

4.4.1 Generalidades

Cimento é definido como um precipitado, não esquelético, que preenche os poros dos sedimentos ou os espaços intergranular ou intrasedimentar existentes (Bricker, 1971). Os cristais de calcita que formam esse cimento, foram chamados por Folk (1959) de esparito ou ainda ortoesparito, para diferenciá-los do esparito neomórfico ou pseudoesparito.

Dois tipos principais de cimento são reconhecidos. O primeiro formado em um estágio diageneticamente precoce, denominado cimento "A", origina-se, principalmente, as custas dos minerais menos estáveis (p.e. aragonita dos esqueletos), ou em área supratidal, pela evaporação dos fluidos dos poros, ou no fundo de mar raso (Füchtbauer, 1974). Caracteriza-se por cristais de aragonita ou calcita de baixo teor de magnésio, que posteriormente são "transformados" em calcita. Sua forma varia de granular, fibrosa ou laminar, crescendo perpendicularmente ao substrato e geralmente em continuidade ótica.

O segundo tipo é aquele formado na diagênese tardia, também denominado cimento "B", que se origina após a compactação da rocha, e que segundo Bathurst (1971a) pode ser devido a uma dissolução local da aragonita, ou a fenômenos de solução por pressão. Caracteriza-se por um mosaico de cristais que preenche os espaços intersticiais. Frequentemente o tamanho do cristal aumenta em direção ao centro do poro, com contatos nítidos e sem estruturas relíquias.

Um outro tipo de cimento é representado pelo sobrecrescimento em fragmentos de equinodermas também denominados "syntaxial rim cement" por Barthurst (1971a). Esse cimento é formado por um único cristal de calcita em continuidade ótica com o hospedeiro. Evamy & Shearman (1965) verificaram que o conteúdo de ferro na calcita indicaria o estágio de sua formação.

4.4.2 Características e Ocorrências

O cimento "A" caracteriza-se por cristais serrea dos ou granulares, de composição calcítica, com os eixos maio res perpendiculares à superfície do grão e dimensões variando desde 4 até 20 micra, sendo 10-20 micra seu tamanho médio. O correm preferencialmente nas carapaças de ostracodes ou espi nhos de braquiópodes, desenvolvendo-se preferencialmente nas porções internas das carapaças (Foto 03), embora estejam pre sentes também nas partes externas. Os cristais granulares ocor rem mais frequentemente nos esparitos, rodeando completamente os pelóides, sendo que algumas vezes cristais de grãos adjacen tes chegam a se tocar, podendo fechar totalmente os espaços intergranulares (Foto 04).

O cimento "B" é o tipo mais abundante na Formação Itaituba. Caracteriza-se por cristais de forma poligonal, bem delimitados, contatos nítidos, variando desde 30 micra até mais de 800 micra, apresentando frequentemente "enfacial junc tion" (Bathurst, 1971b) entre os contatos dos cristais (Foto 05), e aumentando gradativamente o tamanho do cristal em dire ção ao centro do poro. Ocorre preenchendo as estruturas dos grãos biogênicos, mostrando, em parte, fábrica geopetal (vide Foto 01) ou os poros intergranulares, ou ainda os moldes for mados por dissolução de alguns constituintes. É comum ainda preenchendo fraturas, mais raramente em poros protegidos por efeito de "umbrella" (Foto 06).

Os cristais de menor dimensão estão associados às câmaras dos foraminíferos e às fraturas preenchidas, estan do os de maior dimensão relacionado aos espaços intergranula res, variando de acordo com o tamanho do poro.

O "rim cement" foi também observado, embora não completamente evoluído, e raramente de forma subpoligonal (Fo to 07), sendo mais evoluído nos bioesparitos do que nos biomi critos.

Importante destacar o relacionamento entre os ci mentos "A" e "B" e fraturamento, onde se observa uma carapaça de ostracode quebrada e forrada por um cimento interno serrea do (cimento "A"), que mostra descontinuidade nas zonas de fratura. Essa mesma carapaça é preenchida totalmente pelo ci

mento "B", inclusive nas zonas de fraturas.

4.4.3 Discussão

O cimento "A" na Formação Itaituba é relativamente pouco abundante devido, ao grande volume de micrito que dificultou o desenvolvimento desse cimento.

O cimento "B", tem sua origem relacionada provavelmente, a fenômenos de solução por pressão. Essa combinação de solução por pressão e a reprecipitação dos íons dissolvidos nos espaços vazios foi, provavelmente, o fenômeno principal que deu origem ao cimento tardio. Bathurst (1971a) denominou esse processo de "solution transfer".

Em relação ao cimento nos equinodermas, não há evidências suficientes para estabelecer sua origem e tempo de formação pois não foi pesquisado o conteúdo de ferro nesse tipo de cimento.

As relações entre os cimentos "A" e "B" e o fraturamento, mostram que o fraturamento é posterior ao cimento "A" e que houve uma lacuna de tempo entre a formação do cimento "A" e "B" (evidenciada pela diferença morfológica entre esses dois tipos), semelhantemente ao demonstrado por Bathurst (1971c). Ressalta-se ainda que nas fraturas não foi constatado o cimento "A", sendo apenas encontrado o cimento "B".

4.5 Biogênicos

4.5.1 Generalidades

A fauna da Formação Itaituba é abundante e bem variada, com os fósseis geralmente bem preservados. Os elementos dominantes são os braquiópodes, equinodermas, foraminiferos e ostracodes seguidos dos trilobitas, briozoários, moluscos e algas, além de outros raros biogênicos não muito bem definidos. Os braquiópodes e os equinodermas são os mais constantes. Ressalta-se que neste trabalho o objetivo precípua foi reconhecer os grupos citados através das suas características esqueletais. Já os valores semi-quantitativos foram obtidos pela

contagem de cerca de 200 fósseis para cada lâmina.

Diversos autores já estudaram a fauna Itaitubense, dando ênfase, principalmente, ao estudo taxonômico dos macrofósseis sendo que o estudo, em seção delgada, tanto dos macro como microfósseis, são menos frequentes. Entre os principais pesquisadores podemos destacar Derby (1874 e 1894); Duarte (1938); Kegel (1951); Petri (1952; 1958); Mendes (1956, 1957a, b; 1959, 1961, 1966, 1967); Strimple (1960); Fúlfaro (1965); Carozzi et alii (1972a, b) e Pinto (1972). Melo (1964), fazendo considerações sobre os foraminíferos da Formação Itaituba, sugere que a raridade de Fusulinídeos indicaria que durante a deposição dos calcários prevaleceram condições mais salinas que em mar aberto. Segundo Caputo & Andrade (1968), a associação faunística observada na Formação Itaituba, indica, a grosso modo, uma batimetria de 20 a 60 metros. Já Carozzi et alii (1972a, b), admitem que a raridade de foraminíferos Fusulinídeos indicaria que não teria existido um ambiente marinho totalmente aberto durante o Permo-Pensilvaniano na Bacia do Médio Amazonas.

4.5.2 Principais Grupos Fósseis

a) Braquiópodes

São os principais fósseis na Formação Itaituba, chegando a constituir, em várias seções, mais de 60% do total. Ocorrem como fragmentos de tamanho variáveis, com alguns exemplares mostrando uma concha robusta, de espessura aparente em torno de 0,5mm e comprimento superior a 4mm (Foto 08). Ressalta-se entretanto que, a dominância é de fragmentos mais finos e de menor comprimento. Caracterizam-se pela sua microestrutura, sendo frequente a estrutura fibrosa, sob a forma de camadas sub-paralelas (Horowitz & Potter, 1971), acompanhando a morfologia da carapaça (vide Foto 08) ou então ligeiramente inclinadas. Quando a lâmina corta a camada interna do braquiópode, observa-se uma estrutura prismática com cristais de calcita perpendiculares à carapaça. Mais raramente verifica-se, num mesmo exemplar, dois tipos de estruturas com um plano de limitante mais ou menos bem definido (Foto 09). Observa-se tam

bém a presença de canalículos transversais a curvatura da concha (puncta), com largura média de 70 micra, preenchidos por cimento calcítico (vide Foto 08).

Um dos constituintes mais frequentes dos braquió

podas são os espinhos, cujo diâmetro médio atinge 200 micra. Sua estrutura caracteriza-se por fibras paralelas-concêntricas na porção mais interna e uma delgada camada externa com fibras radiais (Foto 10). Quanto ao canal central, geralmente está preenchido por cimento ou então pela própria matriz, quando não estão vazios. A proporção entre o diâmetro total do espinho e o diâmetro do canal central, é cerca de 2:1.

Comumente os fragmentos e espinhos estão, parcialmente ou totalmente, silicificados ou dolomitizados.

Os braquiópodes são os componentes principais dos wackestones/packstones (Dunham, 1962) distribuídos mais ou menos regularmente por todos os perfis.

b) Equinodermas

Ocupam o segundo lugar em abundância. Caracterizam-se por um esqueleto calcítico constituído de muitos elementos. Cada um desses elementos é formado por um único cristal (geralmente calcita de baixo teor de magnésio-Bathurst, 1971a), que quando visto em microscópio apresenta uma típica estrutura em "peneira" (Majewske, 1974), (Foto 11) e algumas vezes mostra o canal central (lumen) cimentado ou preenchido pela matriz, cujo diâmetro médio é de 100 micra (Foto 12).

Apresenta-se mais frequentemente em forma retangular (seção longitudinal), podendo alguns exemplares atingirem até mais de 3mm, ou ainda em forma circular ou ovalada nas seções transversais ou oblíquas respectivamente.

Do mesmo modo que os braquiópodes os equinodermas mostram-se parcialmente silicificados ou dolomitizados, e relacionados aos wackestones/packstones, distribuídos uniformente por todo o perfil.

c) Foraminíferos

Apresentam uma abundância inferior a dos braquiópodes e equinodermas, caracterizando-se por suas câmaras enroladas planoespiralmente, arranjadas unisserialmente ou mais raramente bisserialmente (Foto 13). O diâmetro médio dos foraminíferos, em seções sagitais, está em torno de 300-400 micra, com as câmaras frequentemente preenchidas por cimento calcítico ou por romboedros de dolomita (Foto 14) e mais raramente por microquartzo.

As testas são de composição calcítica, com cristais variando desde o tamanho microesparítico até pequeníssimos cristais que no microscópio, tendem a ser marrons ou cinza-escuros. Sua estrutura é definida como microgranular ou porcelânica, com raras perfurações nas paredes.

Os foraminíferos além de uma boa constância, nas diversas seções observadas, são os componentes principais dos "grainstones" (Dunham, 1962), havendo níveis que são formados quase que exclusivamente por esse biogênico. Como a distribuição dos grainstones é irregular, não se pode definir uma zona de predominância.

d) Ostracodes

Os ostracodes são relativamente pouco abundantes, embora de constância regular, e em apenas um nível tornam-se dominantes (nível 32.05m do furo AV-19-PA). Suas carapaças bivalve, apresentam estrutura homogênea-prismática com os prismas perpendiculares a superfície e pequenos canais na mesma posição, preenchidos por calcita muito fina.

Em seções transversais não ultrapassam 2,5mm de comprimento, sendo bem discernível a típica sobreposição das valvas (Foto 15). Na maioria dos casos o interior das carapaças está cimentado, podendo no entanto estar preenchido pela matriz. Além disso as carapaças, devido a sua maior fragilidade, estão constantemente deformadas, quando não fraturadas. Raramente apresentam dolomitização parcial do cimento.

e) Brâncozoários

Nas seções estudadas os brâncozoários são pouco

abundantes e pouco constantes, sendo observadas algumas raras colônias. Essas colônias apresentam, em corte transversal, diâmetro inferior a 4mm, com as paredes compostas por calcita fibrosa e espessura variando em torno de 40 micra (Foto 16). Normalmente as zoécias estão preenchidas por calcita esparítica, quando não silicificadas (Foto 12), e raramente contendo "glauconie" (Odin & Matter, 1981). Outras vezes as colônias mostram-se parcialmente piritizadas ou dolomitizadas. O número máximo de indivíduos encontrados em uma colônia foi 30. Os briozoários apresentam distribuição irregular e estão normalmente associados aos wackestones-packstones.

f) Trilobitas

Foram constatados alguns fragmentos de trilobitas, esporadicamente distribuídos, caracterizados por sua forma de "cajado" e atribuídas aos segmentos torácicos (Foto 18). As carapaças apresentam estrutura homogênea prismática, com os prismas perpendiculares à sua superfície, dando uma tipica extinção em "varredura". Deve-se ressaltar a presença de canálculos perpendiculares à superfície da concha, preenchidos por cimento calcítico muito fino (Foto 19).

g) Algas

Este foi sem dúvida a biogênico que mais dúvidas deixou quanto a sua identificação. Nas seções observadas não foi constatado claramente sua presença, embora alguns fragmentos apresentassem feições semelhantes as daquele grupo. Ocorrem como "limeclasts" (Wolf, 1965), com forma variando desde arredondada até alongada e tamanho não superior a 3mm (Foto 20). Caracterizam-se pelo seu aspecto "celular", coloração marrom escura, composição micrítica, mais raramente com estruturas aparentemente radiais simétricas, paredes mal preservadas e com uma região central preenchida por calcita esparítica (Foto 21), semelhante aquela apresentada por Scholle (1978), pag. 9.

Em uma das seções visualiza-se uma estrutura prismática radial, em forma de leque, que com alguma reserva pode ser atribuída à algas.

h1 Moluscos

Sob essa designação são englobados os gastrópodes e bivalves da Formação Itaituba. São relativamente raros e muito pouco constantes, entretanto os gastrópodes se destaçam pelo seu tamanho sendo os maiores exemplares de toda a associação fossilífera.

Os gastrópodes caracterizam-se por sua forma de enrolamento, com espira helicoidal, podendo atingir até 36mm de altura por 18mm de largura (Foto 22). Quando em seções transversais mostram uma típica forma de "feijão" que pode alcançar até mais de 4mm de diâmetro. As conchas estão ora preenchidas por cimento esparítico, ora pela própria matriz micrítica onde se encontram fragmentos fósseis não identificados e outras vezes por micrito e cimento esparítico em arranjo geopetal (Foto 23). Mais raramente ocorre um incipiente cimento "A".

Em relação a estrutura das paredes não é possível discerni-las, pois o processo de substituição foi bastante acentuado.

Já os bivalves são bem mais raros, sendo a eles atribuídos certos fragmentos, cujas valvas são compostas por calcita esparítica, ou mais raramente aqueles fragmentos onde a camada interna é constituída por calcita esparítica (produto da inversão aragonita/calcita) e a camada externa por calcita fibrosa (Foto 24).

4.5.3 Outros Grupos Fósseis

São aqui englobados aqueles biogênicos cuja raridade ou indefinição deixaram margem a dúvidas. Estes abrangem fragmentos de corais e conodontes.

Em apenas uma única seção (AV-19-PA, 53,20m), foram observados dois fragmentos de corais, com os coralitos mostrando um diâmetro superior a 1,2mm, sendo possível distinguir os septos e as tâbulas, além da cimentação no interior do esqueleto (Foto 25).

Embora Fúlfaro (1965) cite a presença de conodontes na Formação Itaituba, não se pode afirmar sua existência nas seções observadas. Numa delas foi encontrado um fragmento fosfático, de forma subtriangular, com altura máxima de 1,2mm e uma base de 0,8mm, dentro de um dolomito finamente cristalino, que com reservas pode ser atribuído a conodonte (Foto 26).

4.6 Intraclastos

4.6.1 Generalidades

Folk (1959) define intraclastos como fragmentos de calcário mais ou menos consolidados, produzidos pela erosão dentro da bacia de deposição e ali redepositados.

Neste parágrafo são também englobados os "lumps" e "grapestones" no sentido dado por Illing (1954), embora adotemos o termo mais genérico dado por Milliman (1974), chamando-os de "aggregates" (agregados). •

4.6.2 Características e Ocorrências

Os intraclastos da Formação Itaituba, caracterizam-se por sua forma irregular, tendendo a arredondada, composição essencialmente micrítica, coloração cinza-amarronzada (5YR4/1)(Rock-Color Chart, 1970), contrastando sensivelmente com a textura do carbonato adjacente. Suas dimensões são bastantes variadas, podendo-se tomar como média 1,5mm, chegando a alcançar mais de 5mm nas lâminas. É comum observar-se nesses intraclastos, fósseis parcialmente obliterados devido a sua intensa micritização. Muitos deles entretanto, parecem ser fragmentos algáceos (vide Foto 20), semelhantes àqueles descritos por Wolf (1965), pags. 11-13. São também muito resistentes a silicificação e dolomitização, sendo que em um único caso foi constatado processo de piritização.

Os intraclastos são relativamente frequentes e constantes nos perfis estudados, não havendo uma posição estratigráfica definida para seu aparecimento.

Ocorrem ainda em forma de agregados cujos consti
tuintes fósseis não puderam ser identificados (Foto 27).

4.6.3 Discussão

Folk (1959), sugere que os intraclastos podem se
originar tanto por erosão submarina, como pelo ataque de on
das no material exposto durante a baixa-mar, ou através de
fragmentos resultantes da formação de "mudcracks". Milliman
(1974) sugere sua formação a partir de atividades bacterianas,
onde as algas desempenhariam um papel fundamental.

Como não foi encontrada evidência sobre o processo
de formação, torna-se difícil especular se esses intraclastos
foram originados em um ambiente intermaré ou inframaré, entre
tanto pode-se sugerir uma intensa atividade microbiana, com
base na ~~acentuada~~ micritização dos biogênicos.

4.7 Pelóides e Oólitos

4.7.1 Generalidades

O termo pelóide foi escolhido no lugar de péletes
porque muitas vezes não foi possível definir se são de ori
gem fecal, se oólitos recristalizados ou fragmentos de algas
intensamente alterados (Bathurst, 1971a).

Os pelóides são grãos carbonáticos de composição mi
crítica, esféricos, sub-esféricos ou ovóides, e sem qualquer
estruturação interna. Variam em comprimento desde 0.2mm até
2mm, com coloração marrom e ocasionalmente preta ou cinza.

Aqui são também incluídos os pseudoóólitos e a
"structure grumeleuse" (Cayeux, 1970). Segundo esse autor os
pseudoóólitos são semelhantes aos oólitos mas não apresentam
estruturação interna. Já as estruturas grumosas caracteri
zam-se pela ocorrência de numerosos constituintes que tem a
forma de pequenos grânulos.

Oólitos são definidos como grãos carbonáticos es
feroidais ou elipsoidais os quais possuem uma laminação regu

lar concêntrica, em torno de um núcleo (Füchtbauer, 1974). Quando o núcleo é coberto por apenas uma ou poucas camadas, denomina-se "superficial ooid" (Illing, 1954).

Embora muito raros, foram observados oncólitos, que são nódulos com diâmetros geralmente superior a 2mm, constituídos de camadas concêntricas irregulares de origem biogênica (algas).

4.7.2 Características e Ocorrências

Os pelóides na Formação Itaituba, são geralmente bem selecionados e de contornos nítidos. Apresentam-se como grãos de forma arredondada até ovóide, de diâmetro variando desde 70 até mais de 600 micra, sendo 150-200 micra o intervalo mais comum. Outras vezes adquirem uma forma alongada (cilíndrica) com comprimento médio de 300 micra. Tem textura micrítica e sua coloração é tipicamente marrom-escura (5YR2/2) (Rock-Color Chart, 1970) estando por vezes parcialmente dolomitizados (Foto 28), piritizados e até mesmo glauconitizados (Foto 29).

Uma grande parte dessas partículas conservam ainda uma estruturação fantasma de origem incerta, ainda que algumas delas lembrem testas de foraminíferos intensamente micritizadas.

Embora ocorram em todos os tipos texturais de calcários, fazem mais comumente parte dos grainstones, semelhanter aos foraminíferos, tendo errática distribuição vertical. Quando sua abundância torna-se significativa chegam a formar pelesparitos. Em algumas seções observa-se ainda uma típica estrutura grumosa, com grânulos de forma arredondada e contornos difusos.

Os oólitos na Formação Itaituba são geralmente oólitos superficiais, raros e de baixa constância. Caracterizam-se por sua forma oval, com eixo maior medindo em média 700 micra, estrutura concêntrica não muito bem discernível e espessura do envoltório variando desde 40 até 200 micra (Fo

tos 30 e 31).

Em geral estão intensamente micritizados, com bordas parcialmente dissolvidos e, em apenas um caso, deu para reconhecer seu núcleo, formado por foraminíferos. Normalmente gradam para pelóides sendo, por vezes, difícil sua separação. Nesses níveis é comum uma porosidade móldica (Choquette & Pray, 1970) (Foto 32).

Em apenas dois casos foram constatados a presença de oncólitos (nível 74,35m do furo AV-06-PA e 2,35m do furo AV-35-PA) mostrando, em cada caso, um espinho de braquiópo de totalmente envolvido por algas (Foto 33).

4.7.3 Discussão

Os pelóides são interpretados pelos diversos autores como tendo uma origem fecal (Folk, 1962; Bathurst, 1971a; Friedman & Sanders, 1978). Provavelmente grande parte dos pelóides da Formação Itaituba devem ter essa origem, devido a sua constância na forma e no tamanho. Entretanto, a presença de grãos que se assemelham a pelóides, mas com uma estruturação fantasma ainda visível, fazem sugerir que uma parte desses pelóides possa ter-se originado a partir da substituição de partículas esqueléticas por micrito (Bathurst, 1971a). Essa estruturação fantasma lembra muito as testas de foraminíferos, o que seria bastante plausível, visto a afinidade de associação foraminíferos-pelóides-grainstones.

A estrutura grumosa pode ser considerada como de origem secundária devido existirem espaços entre os grânulos (Füchtbauer, 1974), ou então ser resultante da transformação de calcários peletais por crescimento dos cristais, os quais se iniciaram na matriz estendendo-se até os pelóides, onde somente a parte central desses pelóides ficariam preservados (Bathurst, 1970 apud Füchtbauer, 1974).

Füchtbauer (1974), admite sete condições principais para a formação de oólitos, entre as quais destacamos a necessidade de um ambiente marinho com salinidade algo elevada, e a agitação da água relativamente forte (pelo menos de

tempos em tempos). Essas condições parecem satisfeitas pois, periodicamente houve épocas de maior salinidade dentro da Formação Itaituba, e alguns níveis mostram evidências de águas mais agitadas. A predominante calma das águas na zona estudada, talvez seja o fator responsável pela escassez desse aloquímico.

De acordo com Logan et alii, 1964 (apud Füchtbauer, 1974), oncólitos marinhos são típicos das partes profundas do ambiente intermaré com moderada agitação da água e das áreas inframarés rasas. Esse ambiente está de acordo com aquele admitido para a deposição dos carbonatos da Formação Itaituba. (vide cap. 5)

4.8 Dolomita

4.8.1 Generalidades

Entre as diversas terminologias para a classificação de dolomitas optamos pela apresentada por Chilingar et alii (1979b), que reuniram e sintetizaram as diversas proposições segundo um esquema simples e preciso. Conforme esses autores, a dolomita primária seria formada essencialmente na interface água sedimento, por precipitação direta da solução. A dolomita diagenética ("early diagenetic dolomite" de Füchtbauer, 1974) origina-se pela substituição do sedimento carbonático na fase pós-deposicional, mas antes da litificação. Já a dolomita epigenética ou catagenética ("late diagenetic dolomite"), seria resultante da substituição após o sedimento carbonático já estar litificado.

Deixando de lado o controvertido problema da precipitação direta da dolomita, já que "... primary precipitation of dolomite crystals, particularly in marine environments, although probably represented in some Holocene carbonate sediments, is of little significance when considering the great bulk of ancient dolomite" (Chilingar et alii 1979b, pag. 423), resta-nos verificar as outras alternativas.

Nos modelos de dolomitização diagenética, destacam-se aquele proposto por Adams & Rhodes (1960), denominado

"seepage refluxion", o de Friedman & Sanders (1967), conhecido como "capillary concentration" e finalmente aquele apresenta do por Hsü & Siegenthaler (1969), que recebeu o nome de "evaporite pumping".

Na dolomita epigenética ou catagenética, o sedimento já se acha litificado e a água intersticial, ali presente, desempenha um papel fundamental. Nesse tipo de dolomitização há necessidade de soluções ricas em magnésio, que possam efetuar a substituição de calcita pela dolomita. A fonte dessas soluções não necessariamente é a água do mar.

Um outro modelo o "ground-water mixing model" (Hanshaw et alii, 1971; Badiozamani, 1973; Folk e Land, 1975), tornou-se popular a partir da década de 70, pois independe da razão Mg^{2+}/Ca^{2+} na solução. Esse processo envolve a mistura da água do mar e água doce subterrânea para produzir soluções com relativamente baixas concentrações de Mg^{2+}/Ca^{2+} , capazes de uma dolomitização sendo denominado de "diorag" por Badiozamani (1973) ou "schizohalino" por Folk e Land (1975).

4.8.2 Características e Ocorrências

Os dolomitos, na Formação Itaituba apresentam sua distribuição espacial bastante irregular, tanto no sentido vertical como horizontal. Nos dolomitos verifica-se uma variação granulométrica bastante acentuada dos cristais. Basicamente pode-se distinguir dois grupos de cristais, sendo um formado por dolomita fina e o outro por dolomita grosseira.

A dolomita fina caracteriza-se por cristais inferiores a 4 micra, podendo alguns cristais atingir até 15 micra de diâmetro. Sua textura varia de afanocristalina a hipidiotópica (Friedman & Sanders, 1967) com cristais em torno de 10 micra. Por vezes observa-se bioclastos preservados quanto a sua composição original, imersos numa matriz dolomítica fina. É frequente ainda a presença de micro e megaquartzo associado, bem como de calcedonita ou quartzina.

A dolomita fina ocorre algumas vezes intercalada

na dolomita mais grosseira. No furo AV-06-PA a dolomita fina está mais concentrada próximo a superfície, enquanto no furo AV-35-PA está mais próximo à base. (Vide tabelas 01, 02 e 03 e Fig. 04). Já no furo AV-19-PA sua ocorrência é pouco significativa.

A dolomita grosseira predomina sobre a dolomita fina apresentando-se como cristais euhedrais e subhedrais, variando desde 15 micra até superiores a 250 micra, sendo mais frequentes os tamanhos entre 40-60 micra. Os cristais tem geralmente contornos retilíneos bem nítidos, mais raramente com bordos arredondados (Foto 34), extinção ondulante, superfície com aspecto "sujo", sistema de clivagem bem desenvolvido, além de pequeninas inclusões, sendo algumas delas de calcita (Foto 35). Nas amostras tingidas com ferricianeto de potássio, a dolomita grosseira se tornou azulada, indicando a presença de ferro.

É comum a presença de dolomita grosseira obliterando parcialmente os aloquímicos. Em algumas seções observa-se que a dolomita torna-se mais grosseira quando está preenchendo os poros existentes. A distribuição granulométrica vertical é bastante heterogênea, havendo por vezes intercalações de leitos de dolomita cristalina muito fina a afanocristalina, com leitos de dolomita finamente cristalina a medianamente cristalina. Entretanto no furo AV-06-PA (o furo mais profundo e de maior espessura de carbonato), há indiscutivelmente uma clara tendência de aumento do tamanho do cristal com a profundidade, como mostra a Figura 06. Mais comumente os cristais ocorrem espalhados por toda a lâmina, dando uma típica textura porfirotópica (Friedman & Sanders, 1978) (Foto 36). Em algumas lâminas ocorre um aumento da frequência de dolomita, em direção as estruturas estilolíticas, podendo alguns romboedros estarem truncados pelo próprio estilólito (Foto 37).

Nos pelesparitos dolomitizados observa-se dois tamanhos de cristais sendo que os mais finos estão substituindo os aloquímicos, enquanto os mais grosseiros estão tomando o lugar do cimento (Foto 38). Por vezes a dolomitização é seletiva atingindo os aloquímicos e poupando o cimento (Foto

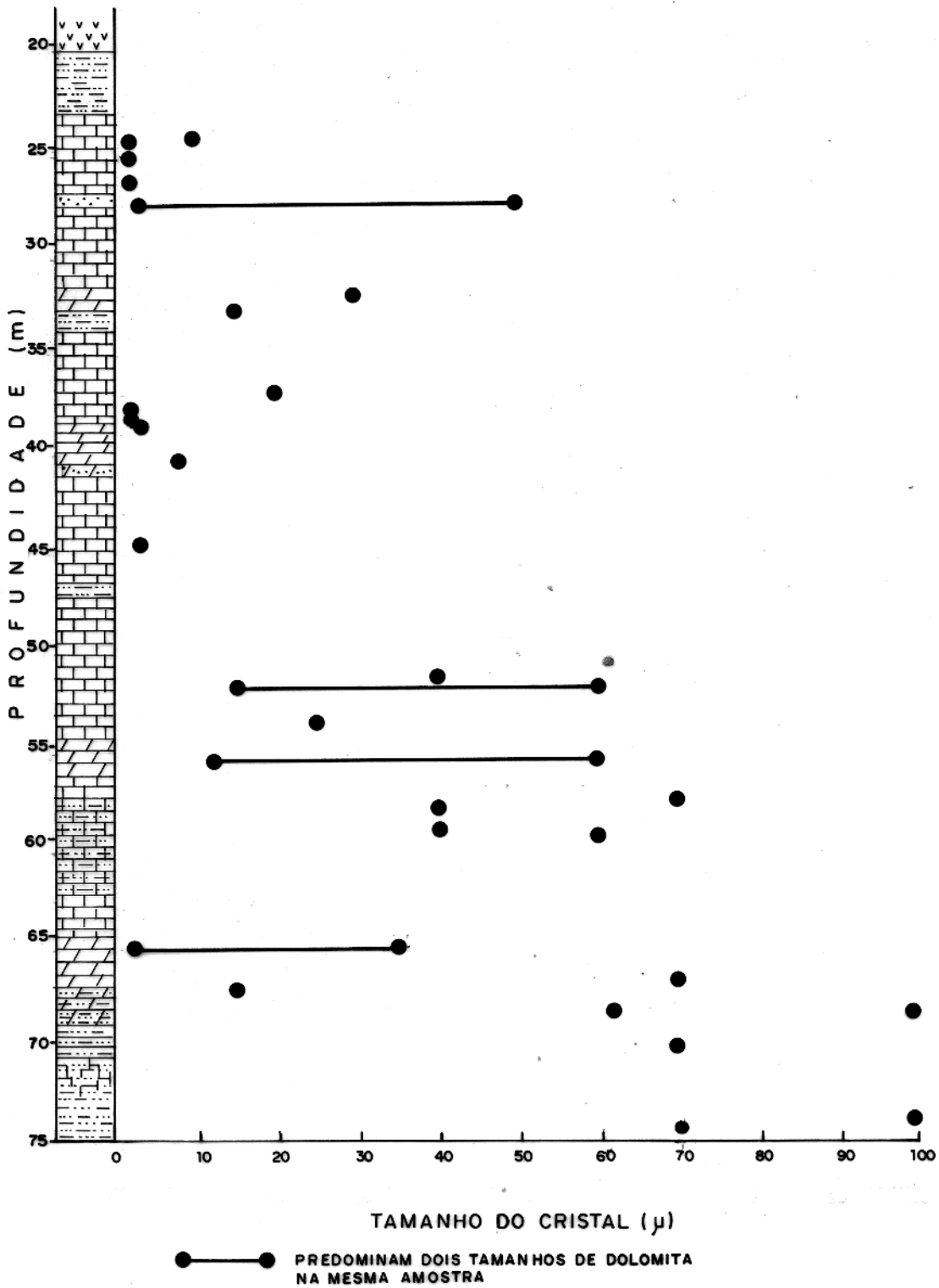


Fig.06- Relação entre o tamanho do cristal de dolomita e a profundidade do Furo AV-06-PA.

39).

Aparentemente não há nenhum controle do tamanho do cristal pela argila, entretanto, nota-se uma maior concentração de dolomita em carbonatos com teores de argilas inferiores a 4% (Fig. 07).

Menos comumente foram observados romboedros parcialmente ou totalmente silicificados (Foto 40), ou ainda preservados dentro da sílica.

Em algumas amostras, foi encontrada a fluorita associada a dolomita grosseira (Foto 41).

Tanto as dolomitas finas como as grosseiras a apresentaram teores de estrôncio muito baixo (120ppm e 160ppm respectivamente), além de uma composição estequiométrica perfeita ($\text{Ca}_{50}\text{Mg}_{50}$).

4.8.3 Discussão

Um dos primeiros critérios para definição da origem da dolomita é o tamanho do cristal (Bissell & Chilingar, 1967). Füchtbauer (1974), estabelece que cristais com diâmetro inferior a 0,02mm são característicos para dolomitas precoces. Justifica o fato devido a uma alta razão de nucleação, acarretando a formação de pequenos cristais, que facilitam o acesso dos íons de magnésio através dos sedimentos ainda não consolidados. Entretanto por si só, não é evidência conclusiva, pois cristais mais grosseiros podem ser produzidos em diagênese relativamente precoce.

Na Formação Itaituba o tamanho do cristal de dolomita varia desde menor que 4 micra até maior que 250 micra, embora predominem os cristais mais grosseiros.

Füchtbauer & Goldschmidt, 1965 (apud Füchtbauer, 1974), observaram um aumento do tamanho do cristal com a profundidade (semelhantemente foi constatado no furo XV-06-PA), em vários ciclos de dolomitização diagenética precoce, sugerindo essa tendência uma transição para condições de dolomitização

diagenética tardia nas porções profundas do sedimento.

Outro fator na distinção das dolomitas é a preservação das estruturas fósseis já que, durante a dolomitização precoce, elas são geralmente poupadas, enquanto nas dolomitas tardias, só as estruturas grosseiras seriam preservadas (p.e. equinodermas). Entretanto deve-se salientar que a ausência, ou quase ausência de fósseis, em uma seção, não necessariamente indicaria uma dolomita tardia, pois sua falta poderia ser atribuída a condições desfavoráveis para a vida (hipersalinidade p.e.) antes que, uma obliteração devido a recristalização (Chilingar et alii, 1979b) ou simplesmente não ter havido condições favoráveis para deposição dos fósseis.

Na Formação Itaituba observa-se que nos dolomitos mais finos, a forma do fóssil é ainda completamente distinguível, enquanto nos dolomitos mais grosseiros não se encontra qualquer vestígio de biogênico. Entretanto nas seções onde a dolomitização não foi tão "agressiva", constata-se uma obliteração parcial dos biogênicos pela dolomita grosseira.

Um dos indícios mais seguros para caracterizar uma dolomitização diagenética, seria a associação da dolomita com minerais evaporíticos (Klement, 1895 apud Milliman, 1974), embora esses minerais nem sempre sejam preservados na rocha. Folk & Pittman (1971) apresentaram uma série de evidências onde pode ser aventada sua existência. Além dos aspectos texturais assumidos pela sílica e a presença de calcedônia com elongação positiva, destaca-se a presença de pequeninas inclusões no quartzo autigênico atribuídas à minerais evaporíticos (Folk & Siedlecka, 1974).

Nos carbonatos da Formação Itaituba foi constatada a presença tanto de calcedônia como de quartzina e mais duvidosamente lutcita. Além disso alguns cristais de megaquartzo apresentam inclusões de minerais evaporíticos semelhantes às aquelas apresentadas por Siedlecka (1972).

Folk e Siedlecka (1974), estudando a Formação Spirifer Limestones do Permiano (Bear Island, Svalbard), observaram a presença de quartzo microcristalino auti

gênico e calcedônia de alongação positiva e negativa. Afora isso esferulitos de quartzina substituem conchas de braquiópodes. Segundo esses autores a fauna indica condições marinhas normais, com periódicas condições hipersalinas (p.e. quando a baía foi interrompida por uma península durante um período regressivo).

Chilingar et alii (1979b), descreveram algumas características das dolomitas epigenéticas (afora as citadas anteriormente) tais como presença de cavernas; estratificação obscura; distribuição irregular; variação na relação Ca/Mg tanto horizontal como vertical; cristais euhedrais grosseiros; com bordas nítidas; inclusões de calcita; extinção ondulante; cristais de dolomita concentrados em poros; faces curvadas; presença de ferro na dolomita; entre outros.

Todas essas feições foram constatadas, em maior ou menor proporção, nas dolomitas da Formação Itaituba.

Churnet et alii (1982)*, estudando os carbonatos do Grupo Knox (Tennessee), citam outros indicadores de dolomita epigenética como sejam: o baixo conteúdo de Sr^{2+} e Na^{2+} , e a quase estequiometricidade das dolomitas finas.

Os teores de Sr^{2+} nas dolomitas da Formação Itaituba apresentaram-se muito baixos, além de uma composição perfeita (Vide 4.8.2).

Pelo demonstrado anteriormente qualquer dos argumentos acima, por si só, não seria suficiente para diagnosticar a origem da dolomita. Entretanto a força desses argumentos analisados conjuntamente, vem demonstrar que as dolomitas da Formação Itaituba apresentam tanto feições de dolomita diagenética como epigenética. Essa situação já foi observada em outras áreas por diversos autores (Hanshaw et alii, 1971; Land 1973; Badiozamani, 1973; Folk & Siedlacka, 1974; Churnet et alii, 1982).

Embora a fauna da Formação Itaituba indique condições marinhas normais, houve períodos em que o ambiente tornou-se mais salino (Petrí, 1958), comprovado pelo fato de existirem relíquias de evaporitos dentro do quartzo e calcedô

nia com elongação positiva. Além disso dois furos efetuados pela Petrobrás (Cpst-2-PA e BL-1-PA) distantes apenas 25-35 km da área trabalhada, mostram a presença de espessos pacotes de anidrita dentro dessa formação. Como a ligação do mar de Itaituba com o oceano aberto era relativamente estreita (Carozzi et alii, 1972a, b), não seria difícil pressupor periódicas oscilações do nível do mar, favorecendo então a formação de ambientes mais restritos. Nesses períodos de restrição deve ter ocorrido uma concentração dos íons da água do mar, devido a evaporação, resultando na precipitação do CaCO_3 e CaSO_4 . Com isso houve um enriquecimento relativo dos íons de Mg^{2+} , e a salmoura assim constituída, passando através dos sedimentos ainda pouco consolidados, propiciou a dolomitização dos mesmos.

Quando o sedimento já estava consolidado, soluções com baixa razão de Mg/Ca , proporcionaram uma pequena taxa de nucleação que originou a dolomita grosseira (Folk & Land, 1975). As características texturais, químicas e mineralógicas, aliadas à frequente presença do microesparito, sugerem a influência de soluções meteóricas em subsuperfície (Folk & Siedlecka, 1974).

A presença tanto de feições que indicam a influência de águas hipersalinas como de águas meteóricas profundas na dolomita da Formação Itaituba, permitem classificá-las como tendo se formado em condições de "subsurface schizohalinity" (Folk & Siedlecka, 1974).

4.9 Desdolomita

4.9.1 Generalidades

O processo de dissolução seletiva dos romboedros de dolomita em calcários, bem como a substituição de calcita pela dolomita, é definido como desdolomitização, embora Smit & Swett, 1969 (apud Chilingar et alii, 1979a) sugiram o nome calcitização.

Dois mecanismos foram propostos por Frank (1981), para explicar o fenômeno: o primeiro a partir da reação da do

lomita com uma solução de sulfato de cálcio, e o segundo a partir da alteração da dolomita ferrosa por água meteórica oxi
genada.

4.9.2 Características e Ocorrências

Nos carbonatos da Formação Itaituba foi frequentemente verificado a presença de desdolomita. Caracteriza-se por romboedros configurando um mosaico de cristais anhedrais de calcita ou de calcita e dolomita, variando desde 40 até 150 micra. Os cristais de calcita mostram-se ora situados no centro dos romboedros, ora nos bordos, mas em sua maioria sem um padrão definido (Foto 42). Mais raramente observa-se uma pequenina auréola de óxido de ferro envolvendo esses romboedros, além de romboedros de dolomita substituídos por calcita (Foto 43).

A desdolomitização é mais frequente nos romboedros mais grosseiros, disseminados nos calcários francamente argilosos, embora ocorra nos dolomitos propriamente ditos.

De uma maneira geral os níveis desdolomitizados estão espalhados por todo o perfil e no furo AV-35-PA, estes se concentram mais na parte basal.

4.9.3 Discussão

A maioria dos autores, consideram a desdolomitização como um processo que ocorre próximo a superfície e relacionado ao intemperismo Recente a sub-Recente (Al-Hashimi & Hemingway, 1973; Chilingar et alii, 1979a, Frank, 1981).

O processo de desdolomitização na Formação Itaituba é provavelmente um dos processos mais recentes e ligado ao intemperismo por águas meteóricas, que atuaram tanto em superfície como em subsuperfície.

Um fato importante para corroborar esta hipótese, é o marcante contraste observado entre os resultados analíticos para MgO em amostras de superfície com as de subsuperfície. A maioria das amostras de superfície, apresenta um bai

xo conteúdo de MgO, enquanto que as amostras coletadas em subsuperfície tem valores nítidamente mais altos (Carvalho et alii, 1977).

Segundo Frank (1981) a presença de dedolomita em subsuperfície pode indicar uma discordância. Embora mais de 80 furos já tenham sido descritos na área estudada, não foi constatada qualquer evidência que pudesse sugerir uma discordância (Carvalho et alii, 1977; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 1979).

4.10 Sílica

4.10.1 Generalidades

A sílica descrita neste parágrafo, refere-se exclusivamente a sílica autigênica, excluindo-se aquela de origem detrítica.

Foi classificada conforme sugestões de Folk & Pittman (1971), que a dividem em megaquartzo (>20 micra) e microquartzo (<20 micra). Esta última abrange o quartzo microcristalino (cristais isométricos caracterizados por uma extinção "pinepoint") e a calcedônia com suas três variedades: calcedonita (extinção reta e alongação negativa); quartzina (extinção reta e alongação positiva) e lutecita (extinção de aproximadamente 30° e alongação positiva).

A caracterização do tipo de calcedônia é de grande importância pois a presença de quartzina e lutecita, pode sugerir associação com evaporitos (Folk & Pittman, 1971; Siedlecka 1972).

4.10.2 Características e Ocorrências

Após a dolomitização a silicificação é o evento diagenético mais conspícuo. Apresenta-se relacionada não só a substituição dos biogênicos, mas também a processos de cimentação e sobrecrecimento em grãos de quartzo.

O megaquartzo caracteriza-se por cristais po

ligonais sob a forma de massas irregulares (Foto 44), ou então como cristais euhedrais de forma piramidal, podendo alcançar até 800 micra de comprimento. Sua superfície é límpida, podendo conter abundantes inclusões de restos de minerais evaporíticos (anidrita) que foram preservados (Fotos 45 e 46) ou ainda pequeninos cubos de pirita. Muitas vezes os bordos do cristal estão bastante corroídos pelo carbonato circundante. Menos frequentemente se observa fenômenos de sobrecrecimento em grãos de quartzo detrítico, muito bem individualizado pelas pequeninas inclusões que contornam, o grão original (Foto 47). Esses grãos com sobrecrecimento não apresentam sinais de desgaste. O megaquartzo ocorre tanto nos dolomitos como nos calcários, geralmente associados a calcedônia e/ou microquartzo, mas quando em cristais euhedrais, acha-se disperso caoticamente nesses carbonatos, sem aparentemente qualquer controle estratigráfico.

Quanto ao microquartzo foi distinguido tanto o quartzo microcristalino como o quartzo calcedônico. O quartzo microcristalino caracteriza-se por sua típica extinção "pine point", formada por um agregado de pequenos cristais anhedrais de dimensões inferiores a 4 micra ou então como pequeninos prismas subhedrais inferiores a 20 micra. Ocorre ora substituindo o cimento dos espinhos dos braquiópodes, ora substituindo os moldes de dolomita (vide Foto 40), e ainda associado a calcedônia, semelhantemente ao megaquartzo. Algumas vezes observa-se a transição micro-megaquartzo. Quando a silicificação é mais "agressiva", o microquartzo substitui toda a matriz, preservando apenas romboedros de dolomita e cubos de fluorita (Foto 48).

O quartzo calcedônico caracteriza-se por sua forma fibrosa (mais comum) ou radial-fibrosa, tendo sido observado as suas três variedades. Quando visto em nicóis paralelos, apresenta uma coloração cinza-amarelada (5Y8/1) (Rock Color Chart, 1970) sendo esta coloração mais frequente na quartzina. Ocorre primordialmente substituindo os fósseis (braquiópodes e equinodermas), preservando sua estrutura quando a substituição se faz homoaxialmente (Foto 49).

Quando a silicificação é mais acentuada, as biogênicas são indistintamente substituídas sendo que, as briozoários parecem ser mais resistentes. Em algumas seções os esferulitos não apresentam qualquer relação com os biogênicos, estando distribuídas caoticamente em uma matriz micrítica (Foto 50).

Deve-se salientar que na caracterização da lutecita os ângulos de extinção encontrados foram de 20-25°.

Embora não possamos descartar sua existência não foram reconhecidas texturas em "couve-flor" ou "chicken-wire", bem como relíquias fibrosas nessa sílica (Folk & Pittman, 1971).

4.10.3 Discussão

O problema fundamental da silicificação na Formação Itaituba, é determinar a proveniência dessa sílica já que, sua posição na sequência diagenética está bem estabelecida (vide 8.2.).

McBridge (1979) faz referência as principais fontes de sílica responsáveis pela silicificação citando, entre outras, as cinzas vulcânicas, os grãos esqueléticos e os precipitados químicos.

Não foi observada qualquer evidência da existência de cinzas vulcânicas nesses carbonatos, sendo o Grupo Uatumã, de idade precambriana superior (vide Fig. 03), a única unidade estratigráfica a conter esse tipo litológico.

Quanto a ocorrência de biogênicos com elementos esqueléticos (esponjas, radiolários e diatomáceas) não foi constatada em nenhuma lâmina. Entretanto, Carozzi et alii (1972a, b), citam a presença de abundantes espículas de esponja no ambiente de intermaré alta. Se houve alguma contribuição de espículas de esponja na área estudada, ela deve ter sido pouco expressiva.

A origem da sílica por precipitação química, é o modelo mais frequentemente utilizado para explicar a fonte

de sílica. Moeri (1979) utiliza o modelo da Lagoa Coorong no Sul da Austrália para justificar a silicificação dos carbonatos da Formação Jandaíra, próxima a Macau-RN. Este modelo não se encaixa para a Formação Itaituba já que diageneticamente nossa silicificação é tardia.

Boles & Frank (1979); Madalosso (1980) e Mchargue & Price (1982), admitem que o processo de silicificação nos carbonatos por eles estudados, ocorre a partir da liberação de sílica pela transformação de camadas de esmectita para illita em interestratificados illita/esmectita. Este modelo também não se aplica a Formação Itaituba visto que, a temperatura e pressão necessária para o processo (900-920 Kg.cm² e 104-138° C) são incompatíveis para a região, devido a espessura de sedimentos subjacentes ser pequena -1,0 a 1,5 km no máximo (Yariv & Cross, 1979; Eslinger et alii, 1979; Aoyagi & Kazama, 1980; Boles, 1981; Mchargue & Price, 1982).

Friedman & Shukla (1980) estudando a presença de quartzo autigênico em dolomicritos da Formação Lockport (Siluriano médio-New York), admitem que a sílica para a constituição do quartzo autigênico, proveio da dissolução do quartzo detrítico, durante a precipitação dos sulfatos (pH>9).

A presença de grãos de quartzo corroídos pelos carbonatos da Formação Itaituba é um fato constante e a quantidade de quartzo detrítico hoje presente, pode ser apenas uma fração da quantidade original. Entretanto, o mecanismo geológico para permitir a dissolução da sílica e posterior precipitação não está definido. Sendo assim, com os dados disponíveis até o momento, não é possível determinar a origem da sílica na Formação Itaituba.

Quanto a pretensa seletividade da sílica, em relação aos biogênicos, pode ser questionada pois contrariando, há a hipótese de os mesmos estarem mais silicificados porque, proporcionalmente, os braquiópodes e equinodermas são mais abundantes que os outros biogênicos e consequentemente têm mais chances de serem silicificados. Dapples (1979), após estudar uma série de trabalhos que estabeleciam ordens preferenciais de silicificação dos biogênicos, verificou

cou tamanha variedade que conclui ser a substituição, mais uma função da distância dos centros de precipitação da sílica e da quantidade de sílica disponível, do que do hábito do cristal ou composição da concha.

4.11 Pirita

A pirita nos sedimentos é comumente considerada como um mineral autigênico (Füchtbauer, 1974). Um dos critérios para caracterizar a pirita de origem diagenética, é a forma cúbica do cristal (Chilingar et alii, 1979a).

Fabricius (1961) (apud Füchtbauer, 1974) cita outra variedade de pirita autigênica que ele denominou de "framboidal", ocorrendo em forma de agregados esféricos, constituídos por cristais desde menores que um micron (pirita fina) até cristais de 5-10 micra (pirita grosseira).

A pirita na Formação Itaituba caracteriza-se por cristais cúbicos subhedrais a euhedrais, variando desde inferior a 2 micra até 4.2mm de diâmetro. Ocorre também como massas irregulares de forma e tamanho diversos ou como pequenos agregados de aspecto circular, com cristais não individualizados, diâmetro em torno de 100 micra, e relacionados a pirita framboidal.

Mais raramente apresenta um aspecto pseudo-radial, crescendo em torno de um núcleo (p.e. espinhos de braquiópode) (Foto 51).

A pirita mostra-se indistintamente substituíndo tanto a matriz como o cimento bem como os biogênicos, a dolomita e a sílica. Nesse último caso é comum observar-se pequeninos cristais, inferiores a 2 micra, distribuídos como manchas no material silicificado (Foto 52). São observadas ainda pequenas inclusões de calcita dentro da pirita.

A pirita da Formação Itaituba, é sem dúvida de origem diagenética tardia, embora seja impossível no estágio atual determinar a fonte dessa piritização.

4.12 Fenômenos de Compactação

4.12.1 Generalidades

Compactação pode ser definida como a redução dos espaços porosos dentro de um corpo sedimentar, em resposta as pressões fornecidas pelo peso do material sobrejacente ou por deformações estruturais (Friedman & Sanders, 1978). Segundo esses mesmos autores os carbonatos são menos sujeitos aos efeitos de compactação que as argilas, respondendo às pressões de soterramento, principalmente por efeitos de solução e precipitação. Já Ehlinger et alii (1979a) sugerem que a lama carbonática comporta-se similarmente à argila durante a compactação, com um rígido empacotamento, fraturamento, deformação, expulsão dos fluidos intersticiais e possivelmente corrosão de grãos.

Além do fraturamento ocorre um outro aspecto marcante nos fenômenos de compactação que é a formação de estilólitos. Estilólitos são definidos como planos de discontinuidade ao longo dos quais duas unidades de rocha se interpenetram (Park & Schot, 1968). Geometricamente esses estilólitos podem ser classificados de acordo com sua forma, vista em duas dimensões, ou em relação a posição do acamamento. Uma das características dos estilólitos é sua forma em zigue-zague, que segundo Bathurst (1971a), é consequência de uma variação lateral da diferença de solubilidade da rocha através da interface.

4.12.2 Características e Ocorrências

Os principais efeitos da compactação observados nos carbonatos da Formação Itaituba foram os pequenos fraturamentos, com abertura média em torno de 40-80 micra, podendo atingir até 2.4 mm, de contornos geralmente irregulares, deformação das formas originais, contatos côncavo-convexos e menos frequentemente suturados, chegando até a formação de estilólitos. Comumente os biogênicos mostram-se seccionados pelas microfraturas e mais raramente observam-se microfraturas radiais em espinhos de Braquiópode. Por vezes o cimento que preenche algumas dessas fraturas, mostra-se parcialmente dolomitizado.

Essas evidências ocorrem distribuídas por todo

o perfil embora sejam mais ressaltadas nos esqueletos dos os tracodes, devido a maior fragilidade de suas carapaças.

Os estilólitos são as mais frequentes evidências desses fenômenos de compactação. Macroscopicamente mostram sua típica forma suturada, geralmente paralelos a subparalelos ao acamamento, com os planos de estilolitização forrados por uma delgada película de coloração escura. Ocorre a presença dos tipos simples, suturados, retangular de ápice para baixo, além de algumas formas intermediárias não muito bem definidas. Algumas vezes mostram-se interconectados (Foto 53) e em sua grande maioria são paralelas ao acamamento.

Ao microscópio o plano de estilolitização está preenchido por argila e/ou óxido de ferro, romboedros de dolomita e grãos de quartzo. A espessura desses planos é relativamente delgada em torno de 20-40 micra. Algumas vezes a superposição desses planos de estilolitização mostra o enriquecimento em níveis argilosos, formando milimétricos leitos. Destaca-se ainda o visível incremento dos romboedros de dolomita em direção aos estilólitos, sendo que muitas vezes os estilólitos estão cortando-os (vide Foto 37).

Algumas seções mostram a dissolução parcial dos biogênicos nos planos de estilolitização, ou então a contrastante diferença entre o material situado acima e abaixo desse plano (vide Foto 53).

4.12.3 Discussão

Os fenômenos de compactação na Formação Itaituba, podem ser divididos em dois aspectos principais. O primeiro é o aspecto mecânico evidenciado pelo fraturamento e deformação dos biogênicos e o segundo é o aspecto químico representado pelos estilólitos.

Pelo menos temporalmente esses efeitos são bem distintos. O fraturamento foi um efeito diagenético relativamente precoce, visto que realizou-se antes da deposição do cimento "B" (vide 4.4.3), enquanto a estilolitização foi um dos últimos eventos diagenéticos nesses carbonatos.

Do ponto de vista genético, há duas teorias para formação de estilólitos. (Park & Schot, 1968). A primeira admite uma formação por contração sob pressão ("contraction-pressure"), a qual propõe sua formação por um fluxo plástico de um delgado leito de argila sobre a lama carbonática, quando ambas estão em estado plástico. A segunda teoria, denominada solução por pressão ("pressure-solution"), admite sua origem devido a soluções e pressões diferenciais ao longo de fraturas ou de um plano, após o endurecimento da rocha carbonática. Bart^uhurst (1971c) admite como mais provável a formação de estilólitos por fenômenos de solução por pressão.

Park & Schot (1968) citam que os principais argumentos para diagnosticar a origem de um estilólito, por fenômeno de solução por pressão, é a presença de filmes de material residual insolúvel ao longo do plano de estilolitização e feições de solução por pressão entre a rocha e o grão mineral. Entretanto, McHargue & Price (1982), fazem uma ressalva dizendo que a concentração de material insolúvel, tal como argila e grãos clásticos sílicosos, não é uma evidência definitiva de solução por pressão e que tais concentrações podem se formar de outras maneiras (p.e. por simples compactação de áreas ricas em argilas tanto por desidratação como por colapso diagenético da estrutura da argila). Entretanto, a presença de fósseis parcialmente dissolvidos, associados a marcante diferenças locais entre o material situado acima e abaixo dos planos de estilolitização, acrescidas da concentração de resíduos insolúveis nesses planos (vide Foto 53), constituem fortes evidências para sugerir um processo de dissolução por pressão, para a origem dos estilólitos da Formação Itaituba.

Wanless (1979) estudando as respostas oferecidas pelos carbonatos aos efeitos de solução por pressão, admite que muitos filmes de argila ali presentes são relacionados a efeitos de solução por pressão que acumulariam essas argilas, dando uma falsa laminação. O mesmo mecanismo pode ser atribuído a alguns milimétricos filmes de argila, geralmente associado a estilólitos, que são responsáveis por uma falsa laminação.

4.13. Estruturas Biogênicas

O termo estruturas biogênicas é aqui utilizado em sentido amplo, não só englobando o retrabalhamento dos sedimentos pelos organismos, mas também as estruturas mosqueadas ("mottled structures") e os traços fósseis (ichnofósseis) (Friedman & Sanders, 1978).

O fenômeno de bioturbação na Formação Itaituba, está caracterizado, tanto macro como microscópicamente, por um desarranjo dos aloquímicos, distribuídos de maneira caótica, ou por uma brusca mudança textural. Essa brusca mudança textural, corresponde a passagem de um arcabouço grainstone, para um arcabouço mudstone (Foto 54). Já a distribuição caótica dos bioclastos está bem evidenciada, com os mesmos orientados nas mais diversas posições, normalmente fragmentados, contrastando sensivelmente com a laminação circundante bem desenvolvida.

A presença de bioturbação na Formação Itaituba, já havia sido ressaltada por Carozzi et alii (1972a, b), atribuindo-a a animais cavadores, como por exemplo trilobitas, que seriam responsáveis pela geração de uma matriz bioclástica. A presença de animais cavadores, segundo esses autores, indicaria que durante a deposição da Formação Itaituba o substrato era mole, corroborado pela raridade dos corais nessa formação.

5 MICROFACIES DOS CARBONATOS

5.1 Generalidades

O estudo detalhado da petrografia dos carbonatos da Formação Itaituba reuniu uma série de dados texturais, estruturais e mineralógicos que permitiu agrupar esses resultados em diversos tipos de microfacies.

Essas microfacies foram classificadas de acordo com os esquemas propostos por Dunham (1962) e Folk (1959 e 1962), sendo posteriormente reunidas de acordo com as características comuns que indicam as condições de deposição em um determinado tipo de ambiente. Wilson (1975) sintetizou essas diversas características em 24 tipos principais que denominou "Standard Microfacies Types-SMF" (microfacies padrão).

Vários trabalhos já foram efetuados pesquisando-se os aspectos microfaciológicos para a determinação do ambiente deposicional. No Brasil, diversos pesquisadores utilizaram-se dessa metodologia podendo-se citar, entre outros, as contribuições de Simões & Bandeira Jr. (1967); Carozzi et alii (1972a, b); Tinôco & Mabesoone (1975); Bandeira Jr. (1978); Moeri (1979); Madalosso (1980); Falkenhein et alii (1981); Oliveira (1981); Oliveira et alii (1981); Barbosa (1981); Damasceno (1981); Diniz & Srivastava (1981) e Srivastava (1982).

Esse tipo de estudo na Formação Itaituba não é inédito, embora apenas um trabalho tenha precedido a atual pesquisa (Carozzi et alii, 1972a, b), fazendo um levantamento regional do ambiente de deposição desses carbonatos e relacionando as variações das microfacies com a atividade tectônica sinsedimentar durante o Permo-Carbonífero.

5.2 Tipos de Microfacies

A microfacies mais frequentemente observada nos carbonatos da Formação Itaituba, está representada por biomicritos ou biomicroesparitos com textura predominantemente packstone e menos frequentemente wackestone. Os bioclastos são principalmente braquiópodes e equinodermas distribuídos homo-

geneamente por toda a lâmina (Foto 55), podendo apresentar-se localmente bioturbado. Essa microfacies foi constatada em 30 seções e corresponde a microfacies padrão 9 de Wilson (1975).

Mais raramente observou-se a presença de biogênicos bem preservados, particularmente foraminíferos e os tracodes, espalhados num arcabouço tipicamente wackestone, caracterizando a SMF-8, sendo observado em quatro seções (Foto 58).

Outro tipo de microfacies é aquela constituída por biointrapelesparitos, com agregados do tipo "grapestones" em arcabouço fechado, sendo enquadrado na SMF-17 (seis seções) (Foto 57). Quando desapareceu o caráter de agregados, mas permaneceu o de pelóides e intraclastos no arcabouço fechado, foi enquadrada na SMF-16 (uma seção) (Foto 58). Caso os foraminíferos predominassem sobre os pelóides e intraclastos classificou-se na SMF-18 (duas seções) (Foto 59).

Esses tipos de microfacies são características de ambiente de água rasa, geralmente de poucos metros a dezenas de metros de profundidade, salinidade variável, desde essencialmente marinha normal até algo elevada, com circulação de água moderada, sendo denominado por Wilson (1975) de "Facies de Plataforma Marinha Aberta".

Finalmente quando as águas ficaram mais rasas e agitadas, os fragmentos foram bastante retrabalhados, micritizados, mais raramente com estrutura do tipo "coated grain" sendo constituídos por pelóides, intraclastos e mais raramente oólitos distribuídos em um arcabouço fechado. As microfacies observadas nesse ambiente, caracterizam a zona de "Bancos de Areia em Águas Agitadas", sendo constatadas a SMF-11 (grainstones com bioclastos micritizados)-duas seções (Foto 60) e a SMF-15 (ooid grainstones)-duas seções (Foto 61).

Importante salientar que a passagem de um tipo de microfacies para outro nem sempre se mostra gradativo ou pelo menos com alguma distribuição homogênea. Constantemente verifica-se a intercalação de microfacies completamente distintas, como por exemplo a passagem de grainstones para mudstone num espaço inferior a 1 metro de espessura. Quase sempre a

observação da evolução das microfácies era obliterada pela presença de pacotes dolomíticos. Entretanto deve ser ressaltado que a maior predominância é dos packstones secundado pelos wackestone e em proporção menor as mudstones e grainstones.

Os resultados acham-se sintetizados nas tabelas 01, 02 e 03.

[illegible]

ESTRUTURAS						CLASSIFICAÇÃO		MICROFACIES PARANÁ (G. Wilson, 1977)
BIOEROSÃO	FRATURAS	LAMINAÇÃO	ENV. MICRITO	GEOPETAL	POROS	FOLK	DUNHAM	
-	-	-	-	-	-	-Dolomicrito		
-	-	X	-	-	-	-Dolomicrito		
-	-	-	-	-	-	-Dolomicrito		
-	-	X	-	-	-	-Siltito Betum. Fos.		
X	-	-	-	-	-	-Biointramicrito	Pack/Wackestone	9
-	-	-	-	-	-	XDol.Crist.muito fino		
-	-	-	-	-	-	XAren.fin.c/cim.dol.		
-	-	-	-	-	-	-Biomicro	Packstone	9
-	-	-	-	-	-	-Biomicro silicif.	Packstone	--
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	-Dolom. algo aren.		
X	-	-	-	-	-	-Biomicro	Wacke/Packstone	9
-	-	X	-	-	-	-Dolom. fin. crist.		
-	-	X	-	-	-	-Dolomicrito		
-	-	-	-	-	-	-Dolomier. alt. silic.		
-	-	X	-	-	-	-Dolomier. algo aren.		
-	-	-	-	-	-	-Dolomicrito		
-	-	-	-	-	-	-Microesparito fos.	Mudstone	9
-	-	-	-	-	-	-Dolomier. algo silic.		
-	X	X	-	-	-	-Mier.dol.alt.silic.	Mudstone	9
-	-	-	-	-	-	-Dolomier. silic.		
-	-	X	-	-	-	-Biomier.algo dolom.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	-	-Mier.fos.algo dolo.	Mudstone	9
-	-	-	-	-	-	-Biomicro	Wackestone	8
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist		
-	X	-	X	X	-	-Biomier. dolom.	Wacke/Packstone	9
-	-	-	-	-	-	-Biointrapelmicroesp.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	-	-Biomier. bast.dolom.	Wacke/Packstone	9
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	X	-	X	X	-Biopelintraesparito	Grainstone	11
-	-	X	-	X	X	-Intrabioesparito	Grainstone	17
X	X	-	-	-	-	-Micrito	Mudstone	9
-	-	-	-	-	-	XDolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	XDol. fin.a med. crist		
-	-	-	-	-	-	-Dol.fin.a med.crist.		
-	-	-	-	-	-	-Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	-Dolom. med. crist.		
-	-	X	-	-	-	-Foramintraesparito	Grainstone	18
-	-	X	X	-	-	-Biomicrosparito	Packstone	9
-	-	X	-	-	-	-Arg.carb.fos.e dolo.		
-	-	-	-	-	-	-Biomier.dol. e arg.	Wacke/Packstone	9

AMOSTRAS	ORTO-QUÍMICOS			ALO-QUÍMICOS			DOLOMITA	PES DOLOMITA	BIOGÊNICOS										CIMENTO	TERRÍGENOS					MINERAIS AUTIGÊNICOS					FÁBRICA								
	MICRITO	MICROESPARITO	ESPARITO	BIOGÊNICOS	INTRACLASTOS	PELÓIDES			OÓIDES	BRAQUIÓPODES	EQUINODERMAS	FORAMINÍFEROS	OSTRACODES	BRIOZOÁRIOS	TRILÓBITAS	ALGAS	MOLUSCOS	FANT. FOSSEIS		OUTROS	ARGILA	QUARTZO	FELDSPATOS	ÓXIDO DE FERRO	MAT. ORGÂNICA	OUTROS	CALCEDÔNIA	QUARTZO	OPACOS	FOSFATOS	"GLAUCONIE"	OUTROS	"GRAIN SUPP"	"MUD SUPP"	COMPACTAÇÃO	ESTABILIZAÇÃO		
14.65	P	D	F	P	-	R	-	-	-	-	R	-	P	R	-	R	-	-	-	X	-	R	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	X	-	-		
15.90	D	P	P	F	-	-	-	-	-	P	P	R	R	-	-	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-	R	R	R	R	-	-	-	-	X	X	X		
19.10	F	F	A	D	P	F	-	R	4/3	X	P	P	P	-	R	-	-	-	F	-	X	X	-	-	-	-	R	-	P	-	R	-	X	-	-			
20.70	P	P	A	D	-	F	-	-	-	P	P	A	-	R	-	-	-	-	R	X	X	-	-	-	-	R	-	R	R	R	-	-	-	X	-	X	X	
22.40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	A	D	F	-	-	P	-	-	-	-			
22.95	F	-	R	F	-	-	-	F	4/2	X	R	R	P	-	R	-	-	-	-	X	X	-	-	-	-	-	A	D	-	-	-	-	-	X	X	-		
24.55	-	-	R	R	-	-	-	D	4/2	X	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	R	R	-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
25.80	D	F	R	A	-	-	-	F	3/4	X	P	P	F	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	R	-	R	P	-	-	-	-	-	X	X	-		
27.05	-	-	-	-	-	-	-	D	3	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-		
29.05	A	D	R	P	-	F	-	-	-	R	R	R	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	R	R	-	-	R	-	-	-	-	-	X	-	X		
30.35	F	D	R	R	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	X	-	-		
32.05	F	D	R	F	-	-	-	F	3/4	X	P	-	R	P	R	-	-	-	-	-	X	-	-	-	P	P	-	-	P	-	-	-	-	-	X	-	X	
32.80	-	-	-	-	-	-	-	D	4/3	-	-	-	-	-	-	-	-	P	-	-	-	R	-	-	P	-	-	R	A	P	-	-	-	-	-	-		
33.75	-	-	-	-	-	-	-	D	4	-	-	-	-	-	-	-	-	P	-	-	-	-	-	-	R	P	-	-	-	F	-	-	-	-	-			
37.95	F	A	A	R	-	F	F	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	A	-	-	X	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-		
40.25	F	D	F	F	-	P	-	-	-	-	-	F	R	-	-	-	-	-	-	X	X	R	-	-	-	-	-	P	-	-	-	-	-	X	X	-		
41.25	F	D	P	A	R	P	-	R	3/4	-	R	R	P	-	R	-	-	P	-	-	X	X	-	R	-	R	P	-	P	R	R	-	-	-	X	-	X	
42.25	P	D	P	F	-	-	-	A	3/4	X	R	R	R	R	-	-	-	P	-	-	-	X	-	P	R	R	P	-	R	R	-	-	-	X	-	-		
42.85	-	-	-	-	-	-	-	D	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	P	P	-	-	P	R	-	-	-	-	-		
43.65	F	D	P	P	-	R	-	-	-	R	R	R	R	-	-	-	R	-	-	-	X	-	R	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	X	-	-	
44.75	-	-	-	-	-	-	-	D	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	R	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-		
46.75	-	-	-	-	-	-	-	D	3/4	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	R	P	-	R	R	-	-	-	R	-	R	-	-	-		
48.75	-	-	-	-	-	-	-	D	3/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	R	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-		
49.45	-	-	P	F	-	-	-	D	3	-	P	R	-	-	-	-	-	P	-	-	-	-	R	P	-	-	P	-	R	R	R	R	-	-	-	-		
51.10	-	-	-	-	-	-	-	D	3/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	P	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-		
51.55	-	-	-	R	-	-	-	D	3/2	-	-	R	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-		
53.20	P	-	R	A	P	-	-	-	-	R	P	F	R	-	R	R	-	-	R	X	X	A	F	R	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	X	-	
53.85	A	-	P	F	A	P	-	-	-	R	P	R	R	-	-	R	F	-	-	-	X	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	X	-	-		
55.15	A	D	-	P	-	-	-	-	-	R	R	R	R	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	P	R	-	-	-	-	-	-	X	-	X	
56.35	F	P	D	A	A	P	-	R	3/4	-	P	P	F	-	R	-	R	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	-	-	
58.15	-	-	-	A	-	-	-	-	-	F	P	P	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-	D	F	R	R	P	P	R	R	R	-	-	-	-	-	X	
58.75	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	P	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-	
59.75	-	-	-	-	-	-	-	D	3	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	R	-	P	-	R	-	-	-	-	-	-		
61.30	P	A	-	D	P	-	-	-	-	F	P	F	R	R	-	R	-	-	-	-	X	-	P	-	-	-	-	P	R	-	R	-	-	-	X	-	-	
62.85	P	-	-	F	P	-	R	R	4	-	-	P	R	-	R	-	P	-	-	-	-	A	D	P	-	R	-	P	-	-	-	-	-	-	-	-	X	
62.95	A	F	F	D	R	P	-	-	-	F	P	F	R	R	R	-	R	-	-	X	X	-	-	-	-	-	-	P	R	R	-	-	-	-	X	-	X	
63.00	F	A	A	D	R	R	-	R	4	-	F	P	F	R	-	R	R	-	-	X	X	-	R	-	-	-	-	R	-	R	R	-	-	-	X	-	X	X
64.00	F	P	-	A	-	-	-	A	4	X	P	P	P	-	R	R	-	-	-	-	X	P	P	-	-	-	-	P	-	R	-	-	-	-	-	X	-	-
65.80	-	-	-	-	-	-	-	D	3/4	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	P	A	F	P	-	-	P	P	R	-	-	-	-	-	-	
67.30	-	-	-	-	-	-	-	D	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	P	P	-	-	-	R	R	R	-	-	-	-	-	-	
69.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	A	A	F	P	-	R	R	R	P	-	R	-	-	-	-	

STRUTURAS						CLASSIFICAÇÃO		MICROFACIES (PAGEAO) (Seg. Wilson, 1970)
BIOTURBAÇÃO	FRATURAS	LAMINAÇÃO	ENV. MICRITO	GEOPETAL	POROS	FOLK	DUNHAM	
-	X	-	-	-	X	Microesparito fos.	Wackestone	8
-	X	-	-	-	-	Biomicrorito	Wackestone	9
-	-	-	X	-	-	Biopel intraespar.	Grainstone	16
-	X	-	-	-	-	Forampel intraespar.	Grainstone	18
-	-	-	-	-	-	Sílica microcrist.		
X	-	-	-	-	-	Biomicroc/inter. silic.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	-	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	-	Biomicrorito dolom.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
-	X	-	-	-	X	Pelmicroesp. fos.	Mudstone	9
-	X	-	-	-	X	Microesparito	Mudstone	9
-	-	-	X	-	-	Biomicro. dolom.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	X	Dolom. med. crist.		
-	-	-	-	-	X	Dolom. med. crist.		
-	-	-	-	-	X	Oopelesparito	Grainstone	15
-	-	-	-	-	-	Biopelmicroesp.	Packstone	9
-	X	-	-	X	-	Biopelmicroesp.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	X	Biomicroesp. dolom.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
-	X	-	-	-	-	Microesparito	Mudstone	9
-	-	-	-	-	-	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
-	X	X	-	-	-	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	X	Dol.f.cr.a cr. m.f.		
-	X	-	-	-	-	Dol.f.cr.a cr. m.f.		
-	-	X	-	-	X	Argila carbonática		
-	-	-	X	X	-	Intrapelesp.pobr.lav	Pack/Grainst.	17
-	-	-	-	-	-	Microesparito fos.	Wackestone	8
X	-	-	X	-	X	Biointraelesparito	Grainstone	11
-	-	X	-	-	-	Arg. síltica fos.		
-	-	-	-	-	X	Dolomicrorito		
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
X	-	-	-	-	-	Biointramicroespar.	Packstone	9
-	-	X	-	-	-	Silt. arg. fos.		
X	-	-	X	-	-	Biopel esp.pobr.lav.	Grainstone	17
X	-	-	X	-	-	Bioespar.pobr. lav.	Grainstone	17
-	-	-	-	-	-	Biomicro.dolom.arg.	Wackestone	9
-	-	-	-	-	-	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	X	Dolom. fin. crist.		
-	-	-	-	-	X	Silt. argiloso		

AMOSTRAS	ORTO-QUÍMICOS			ALO-QUÍMICOS			DOLOMITA	DOLOMITA	BIOGÊNICOS										CIMENTO	TERRÍGENOS					MINERAIS AUTIGÊNICOS					FÁBRICA		ES						
	MICRITO	MICROSPARITO	LAPARITO	BIOGÊNICOS	INTRACLASTOS	PELÓIDES			CÓIDES	DIAGNÓSTICOS	EQUINOQUERIAS	FORAMINÍFEROS	OSTRACÓIDES	BRIÓZOÁRIOS	TRILÓBITAS	ALGAS	MOLUSCOS	FANT. FOSSEIS		OUTROS	ARGILA	QUARTZO	FELDSPATOS	ÓXIDO DE FERRO	MAT. ORGÂNICA	OUTROS	CALCEDÔNIA	QUARTZO	OPACOS	FOSFATOS	"GLAUCONIE"		OUTROS	"GRAIN SUPP"	"MUD SUPP"	COMPACTAÇÃO	ESTILOLITIZAÇÃO	BIOTURBACÃO
2.35	A	F	A	A	P	P	-	-	-	P	P	F	R	R	-	R	-	P	-	X	X	-	-	-	-	-	-	R	R	R	-	-	-	X	-	X	-	-
3.05	P	D	P	R	-	-	-	R	3	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	R	-	-	-	X	-	-	X	-	-
4.40	P	D	F	P	R	R	-	-	-	-	R	R	R	-	-	-	-	R	-	-	X	-	-	-	R	-	-	R	-	-	-	-	-	X	X	-	X	-
5.47	F	A	-	R	R	-	-	D	4	X	R	-	-	-	-	-	R	-	-	-	X	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6.15	P	D	P	F	-	R	-	P	4	-	P	P	P	-	-	-	-	-	-	-	X	-	R	-	-	-	-	R	-	R	-	-	-	X	-	-	-	-
7.30	-	-	R	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	P	R	-	R	R	R	P	R	-	-	-	-	-	-	-
7.47	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
8.76	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	P	-	-	-	P	-	-	-	P	-	-	-	-	-	-
9.62	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	-	-	-	-	R	R	P	-	-	-	-	-	-	-	-	
10.33	P	A	A	D	R	P	-	-	-	-	F	P	F	-	R	-	R	R	-	X	X	-	R	-	-	-	-	R	R	-	R	-	-	X	-	-	-	-
10.77	P	A	P	D	F	R	-	-	-	-	P	P	F	R	R	-	-	-	-	-	X	-	-	-	-	-	-	P	P	-	R	-	-	X	-	-	-	-
11.05	-	-	-	D	F	-	P	-	-	-	P	P	A	-	-	-	-	R	-	X	X	-	-	-	-	-	-	R	R	-	-	-	-	X	-	-	X	-
13.70	A	-	P	D	-	-	-	F	3	X	A	F	-	-	R	-	-	-	R	-	X	P	-	-	R	-	-	P	-	R	-	-	-	X	-	X	-	X
14.90	-	-	-	-	-	-	-	F	3	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	A	R	R	-	P	P	R	P	-	R	-	-	-	-	-	-
15.45	-	-	-	-	-	-	-	F	2/3	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	D	A	F	P	-	-	P	R	R	-	R	-	-	-	-	-	-
15.90	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	F	P	R	-	R	P	R	-	-	-	-	-	-	-	-	
18.46	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	F	P	-	-	-	P	P	-	-	-	-	-	-	-	-	
20.55	-	-	-	-	-	-	-	D	2	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	A	F	-	-	-	R	R	R	-	-	-	-	-	-	-	
21.73	-	-	-	-	-	-	-	D	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	F	P	-	-	-	P	R	-	-	-	-	-	-	-	-	
23.18	-	-	-	-	-	-	-	D	4	X	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	R	R	-	-	-	R	R	R	-	-	-	-	-	-	-	
23.53	-	-	-	-	-	-	-	D	4/3	X	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	R	R	-	-	-	F	R	-	-	-	-	-	-	-	-	
24.86	-	-	-	-	-	-	-	D	4	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	R	-	-	-	-	R	R	-	R	-	-	-	-	-	-	

FRATURAS

CLASSIFICAÇÃO

FRATURAS	LAMINAÇÃO	ENV. MICRITO	GEOPETAL	POROS	FOLK	DUNHAM	
-	-	X	-	-	Biointrapelesp.pbr.la	Grainstone	17
-	-	-	-	-	Microesparito	Mudstone	9
-	-	-	-	-	Microesparito	Mudstone	9
-	-	-	-	-	Dol. med. crist.		
-	-	-	-	-	Biopelmicroesparito	Wackestone	8
X	-	-	-	-	Dolomicrito		
-	-	-	-	-	Dolomicrito		
-	-	-	-	X	Dolomicrito		
-	-	-	-	-	Dolomicrito		
-	-	X	-	-	Biopellesparito	Grainstone	17
-	-	X	-	-	Biointramicroesparito	Packstone	9
X	-	X	-	-	Biointramicroesparito	Grainstone	15
-	-	-	-	-	Biomier. dolom.	Packstone	9
-	X	-	-	-	Arg.silt. carb.		
-	-	-	-	-	Arg. silt. carb.		
-	-	-	-	-	Dolomicrito silic		
-	-	-	-	-	Dolomicr.algo silic.		
-	X	-	-	-	Dolomicr.bast.silic.		
-	X	-	-	-	Dolomicr. silicif.		
-	-	-	-	X	Dolom. med. crist.		
X	-	-	-	-	Dolom. med. crist.		
-	-	-	-	X	Dolom. med. crist.		

6 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

6.1 Introdução

Desde o momento da deposição dos sedimentos, começam a se operar mudanças nas suas características e composição até se tornarem uma rocha sedimentar (Larsen & Chilingar, 1979). Essas mudanças constituem a chamada diagênese, podendo desenvolver-se próximo à superfície terrestre ou em condições de soterramento.

O reconhecimento dos eventos diagenéticos, bem como a sequência em que ocorreram é de vital importância para o estudo das rochas sedimentares, no que diz respeito à pesquisa de elementos metálicos e não-metálicos e para a prospecção de petróleo. Esses estudos além de trazerem informações a respeito da porosidade e permeabilidade dos sedimentos, orientam o pesquisador sobre os fatores responsáveis por um calcário não-recifal, ser um bom ou mau reservatório, bem como determinam os parâmetros que controlam uma mineralização (Chilingar et alii, 1979a).

Embora este trabalho não tenha como objetivo precípua a pesquisa de jazidas minerais, mas fundamentalmente um interesse acadêmico de auxiliar o esclarecimento do paleoambiente desses carbonatos, não se deve descartar a possibilidade desses resultados virem a balizar futuras pesquisas de cunho econômico.

6.2 Sequência dos Eventos

Os principais eventos diagenéticos, constatados nos sedimentos da Formação Itaituba, foram os processos de micritização, glauconitização, efeitos de compactação (fraturamento e estilolitização), cimentação, silicificação, dolomitização e piritização.

Durante o estágio sinsedimentar ("pré-burial stage") iniciaram-se os processos de micritização e bioturba

ção (este último evidenciado pelas características feições de sedimentos revolvidos demonstrando assim que o material ainda estava inconsolidado durante a bioturbação). Nessa mesma época registrou-se a formação da "glaucante".

Durante o estágio inicial de diagênese ("shallow burial stage") um dos primeiros eventos ocorridos foi a deposição do cimento "A", comprovado pela sua discontinuidade e ausência nas zonas de fraturamento. Nesse mesmo estágio deve ter ocorrido a dolomitização precoce, provavelmente antes do fraturamento, pois são encontradas fraturas diagenéticas nesses dolomitos.

Iniciado o estágio de diagênese tardia ("deep burial stage"), ocorreu a precipitação do cimento esparítico (cimento "B"). As diferenças morfológicas existentes entre os cimentos "A" e "B" e a presença exclusiva do cimento "B" nas fraturas diagenéticas evidenciam ser este cimento mais jovem.

Em seguida deu-se a formação da dolomita tardia que, por vezes, mostra-se substituindo o cimento "B" das fraturas (vide Foto 62) ou nos arcabouços dos fósseis. Após ter-se iniciado esse processo, alguns níveis foram interrompidos pela silicificação (semelhantemente ao demonstrado por Neal, 1969 e Dietrich et alii, 1979), que preservou em seu interior romboedros de dolomita (Foto 63). Quando cessou a "onda silificante" a dolomitização retornou sua atividade propiciando o desenvolvimento de romboedros maiores do que aqueles no interior da sílica (vide Foto 63). Em outros níveis no entanto, a silicificação foi algo posterior a dolomitização, como bem atestam os romboedros de dolomita silicificados (vide Foto 40).

Concomitante a formação da dolomita tardia, deu-se a formação de cristais de fluorita, que também foram preservados pela silicificação (vide Foto 48). A penecontemporaneidade da dolomita tardia/fluorita é admitida pelo fato que só nos dolomitos tardios foi observada.

A pirritização é comprovadamente um episódio pós-cimentação, como mostra a substituição parcial por pirita do cimento "B" da fratura (Foto 64).

Um dos últimos processos observados foi o de estilolítica, onde os diversos grãos minerais, inclusive a dolomita tardia, mostram-se "truncados" pelo plano de estilolítica (vide Foto 37).

Os dados referentes a evolução diagenética acham-se resumidos na figura 08.

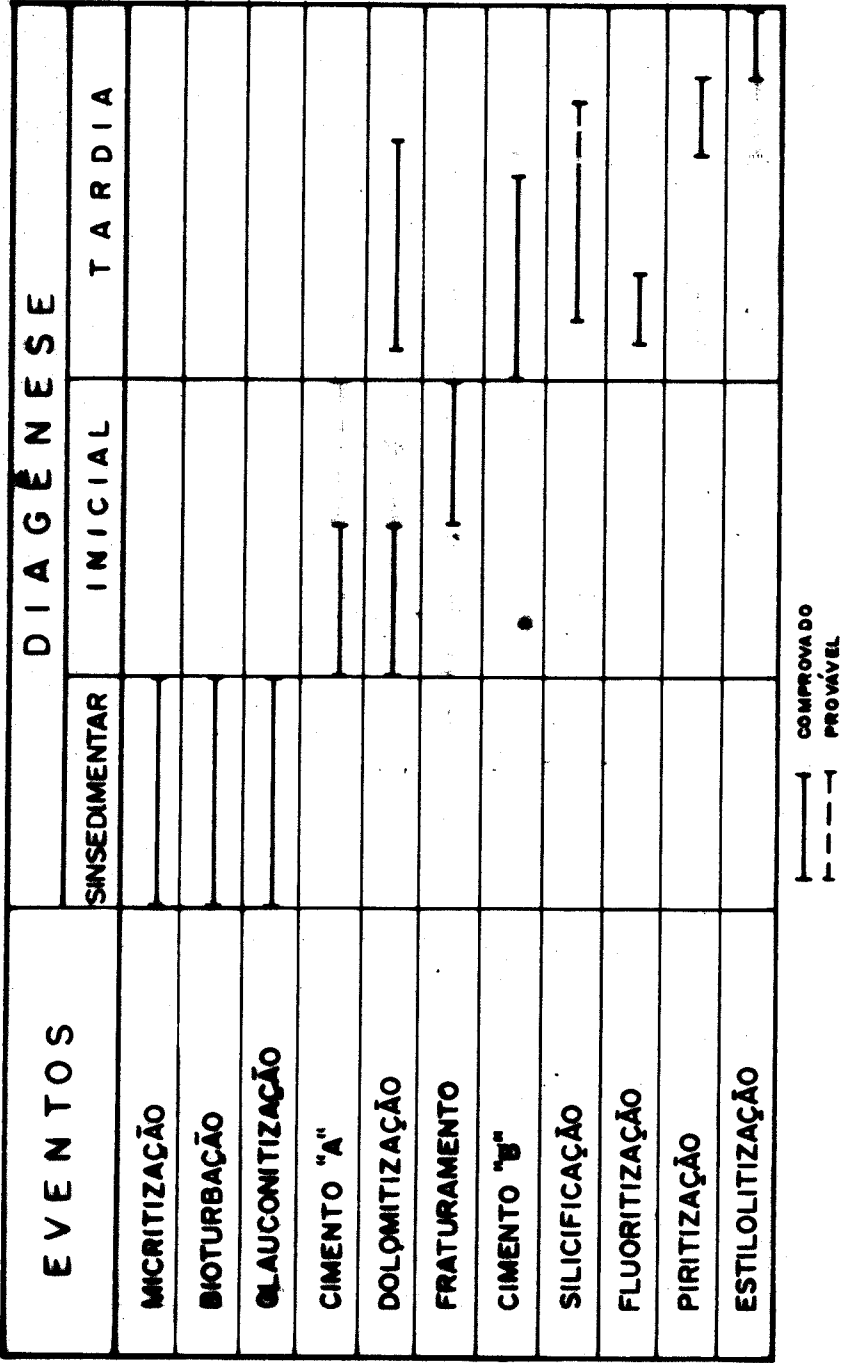


Fig.08 - Evolução diagênética nos carbonatos da Formação Itaituba, Região de Aveiro - PA.

7 FRAÇÃO INSOLÚVEL

7.1 Introdução

Durante a descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem, foram selecionadas amostras dos furos AV-06-PA e AV-35-PA, para separação da fração insolúvel.

O intuito deste estudo foi coletar subsídios para a interpretação paleogeográfica e paleoclimática da área em questão (Parham, 1975; Weaver, 1960), além de coletar dados que auxiliassem na elucidação dos processos diagenéticos e na estratigrafia da região.

Na fração insolúvel maior ênfase foi dedicada a fração argila. Foram identificados os argilominerais presentes, sua distribuição semiquantitativa, bem como o grau de "cristalinidade" da *ilite* e *esmectita*.

O estudo da fração areia, executado menos sistematicamente, foi voltado para os minerais leves e pesados.

7.2 Metodologia

Após pesagem, 71 amostras foram dissolvidas com HCl a 10% e o resíduo obtido, foi separado nas frações areia (>63micra), silte (2 a 63 micra) e argila (<2micra).

Em seguida confeccionou-se 44 lâminas de argila seguindo a metodologia de Brindley (1981), sendo posteriormente submetidas a difração de raios-X nos estados seco ao ar, glicolizada e aquecida (550°C/2 horas). O difratômetro utilizado foi Philips modelo VW 1040/80 de radiação Cu K α , com monocromador de grafite e a velocidade do goniômetro empregada variou desde 1/2°/20/min. até 20°/20min. de acordo com as necessidades de resolução.

A identificação dos argilominerais, baseou-se nos esquemas apresentados por Thorez (1975), enquanto para os outros minerais, foram utilizadas as tabelas de Tröger (1969) e Griffin (1971).

A análise semiquantitativa dos argilominerais, foi feita segundo o método de Biscaye (1965), utilizando-se as áreas corrigidas das reflexões principais.

Quanto ao grau de "cristalinidade" da illita, foi determinado de acordo com Kubler, 1964 (apud Segonzac *et alii*, 1968), medindo-se a largura da reflexão a $10\text{\AA}$ (amostra glicolizada), em sua meia-altura. A medida de "cristalinidade" da esmectita, seguiu o método proposto por Biscaye (1965) que baseia-se na razão existente entre a profundidade do vale no lado do baixo ângulo do pico (V) e a altura do pico acima do "background" (p) (Fig. 09).

A fração areia foi dividida em minerais pesados e leves utilizando-se tribromometano (bromofórmio) como líquido separador (Müller, 1967 e Carver, 1971). Os minerais pesados foram identificados sob o microscópio, enquanto os leves estudados por difração de raios-X.

7.3 Teor e Granulometria

A fração insolúvel, nos sedimentos da Formação Itaituba, está representada principalmente pelo material terrígeno e autigênico ali presente. Constitui em média 16-18% dos carbonatos, sendo a fração silte a mais dominante. O conteúdo de insolúvel, nos testemunhos do furo AV-06-PA, é cerca de 18% (Fig.10), sendo que a fração argila participa com menos de 6%, a fração silte com pouco mais de 9% e finalmente a fração areia com cerca de 3% (Fig.11). Observa-se neste furo uma certa regularidade na quantidade de insolúvel, com um incremento acentuado nas proximidades do contato com a Formação Nova Olinda, especialmente da fração areia.

Já no furo AV-35-PA o conteúdo médio de insolúvel está em torno de 16% (Fig.12), com um sensível aumento a partir dos 14,0 metros em direção a base. A fração dominante é também o silte (8%), seguido da areia com (5%) e da argila com (3%) (Fig.13).

7.4 Argilominerais

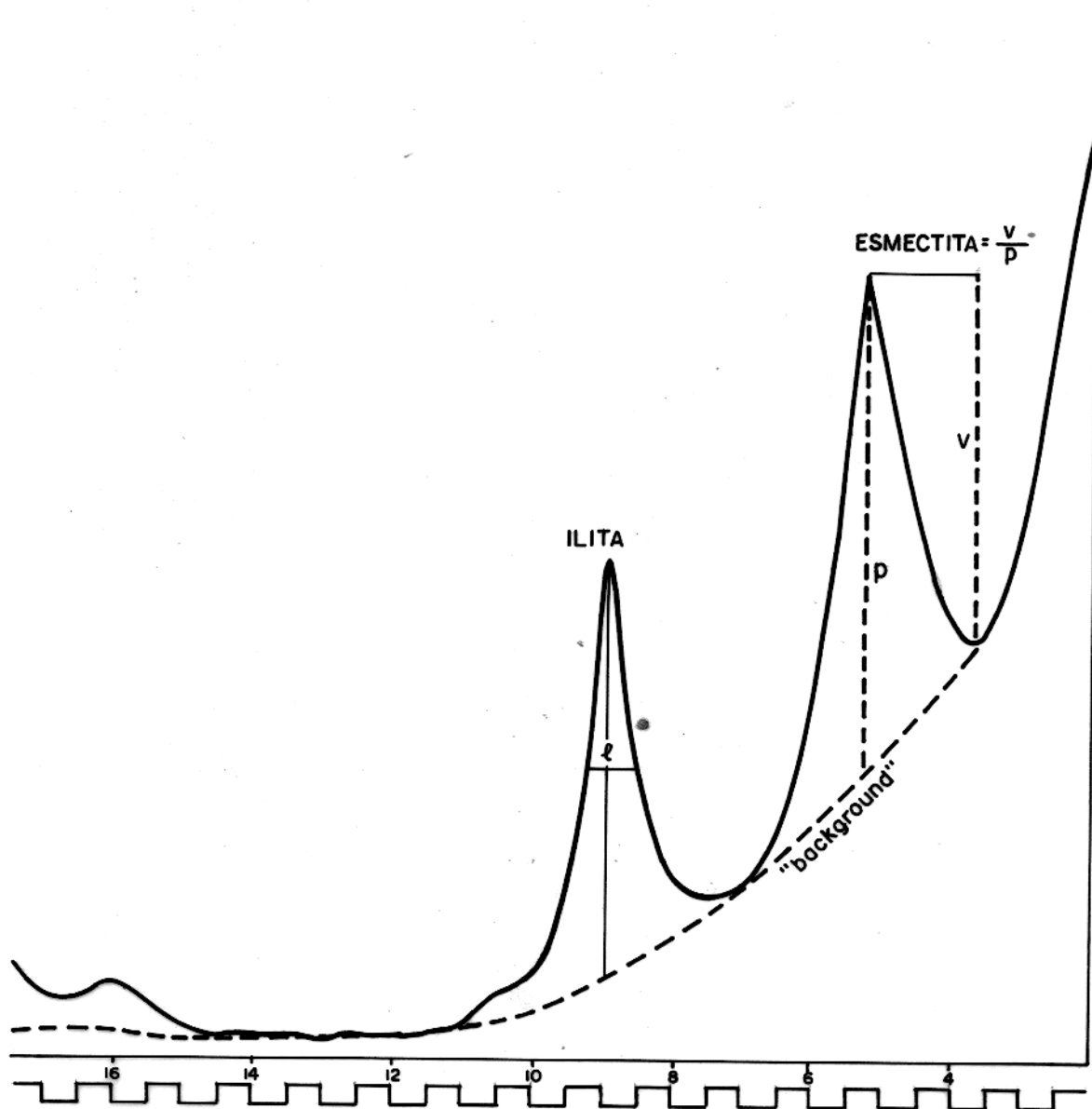
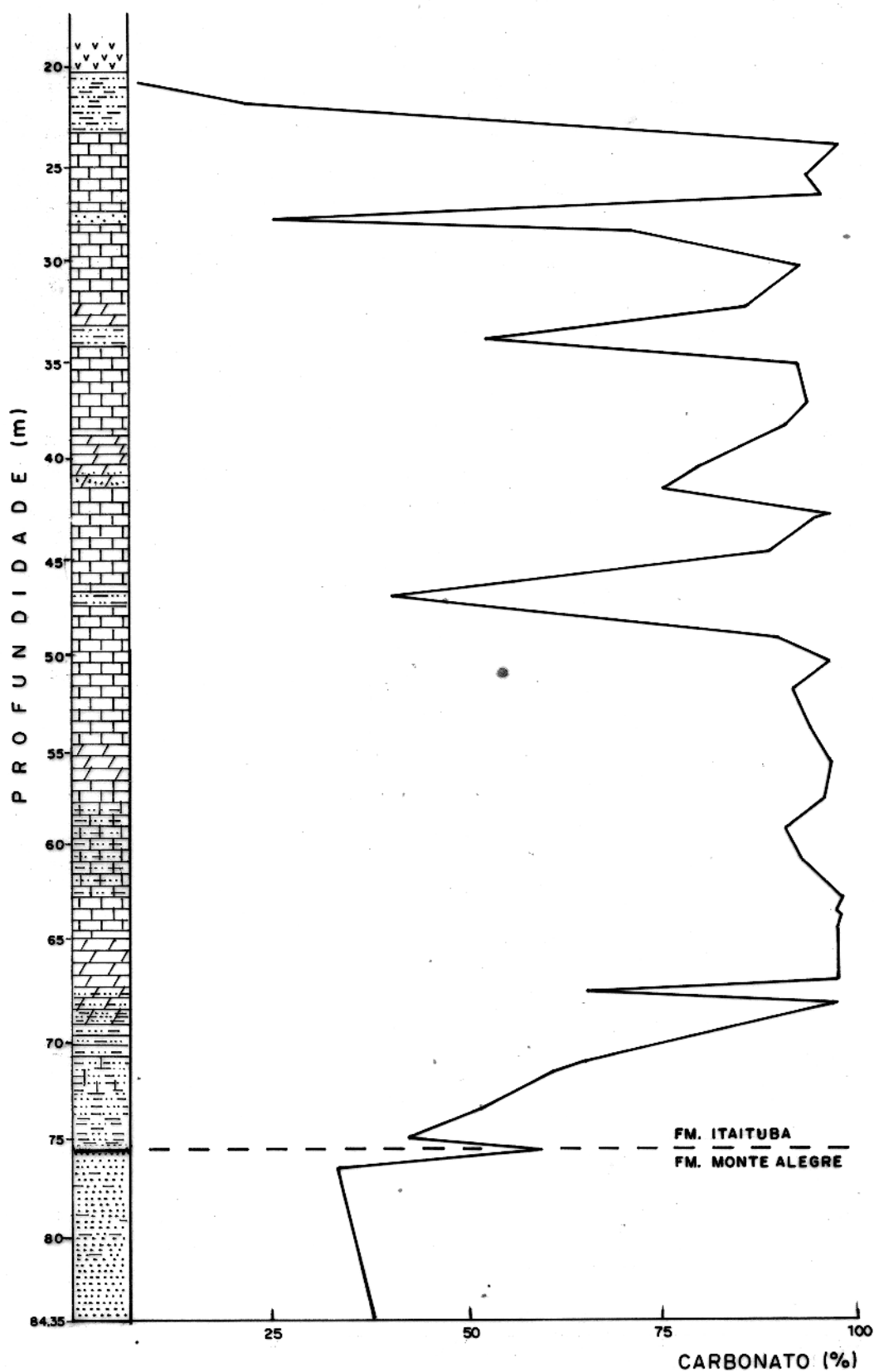


Fig.09— Grau de "cristalinidade" da ilita e esmectita. A largura (ℓ) na meia altura do pico a $10 \text{ \AA}$, caracteriza a "cristalinidade" da ilita (Kubler, 1964 apud Segonzac et alii, 1968). Já a razão V/P da reflexão a $17 \text{ \AA}$, caracteriza a "cristalinidade" da esmectita (Biscaye, 1965). Difrátograma da fração $< 2 \text{ micra}$ (glicolizada) — nível 37,05 m. do furo AV-06-PA.



LEGENDA



Capoeamento



Dolomito



Arenito



Calcário



Siltito

Fig.10 - Relação Carbonato/Insolúvel nos testemunhos do furo AV-06-PA.

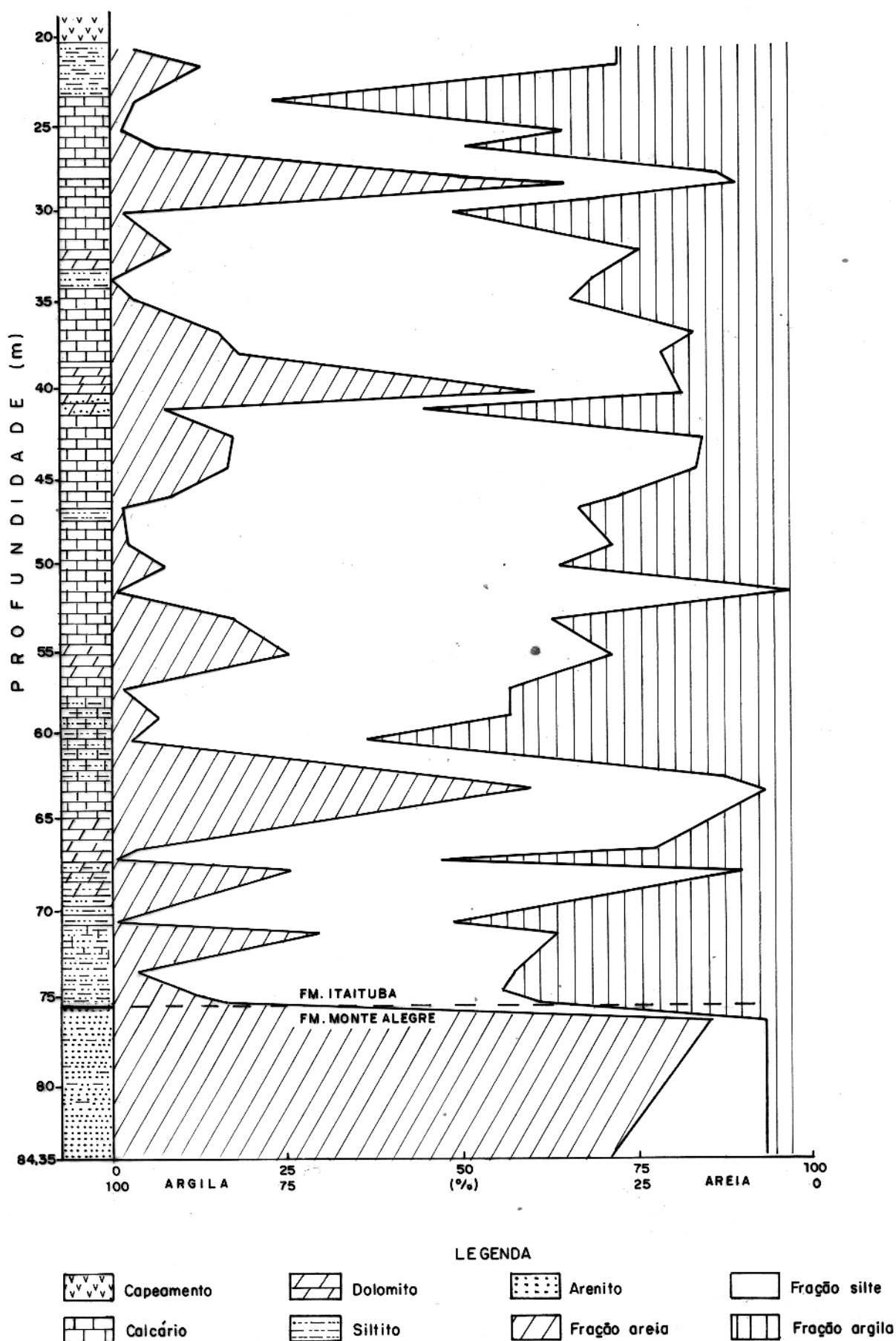
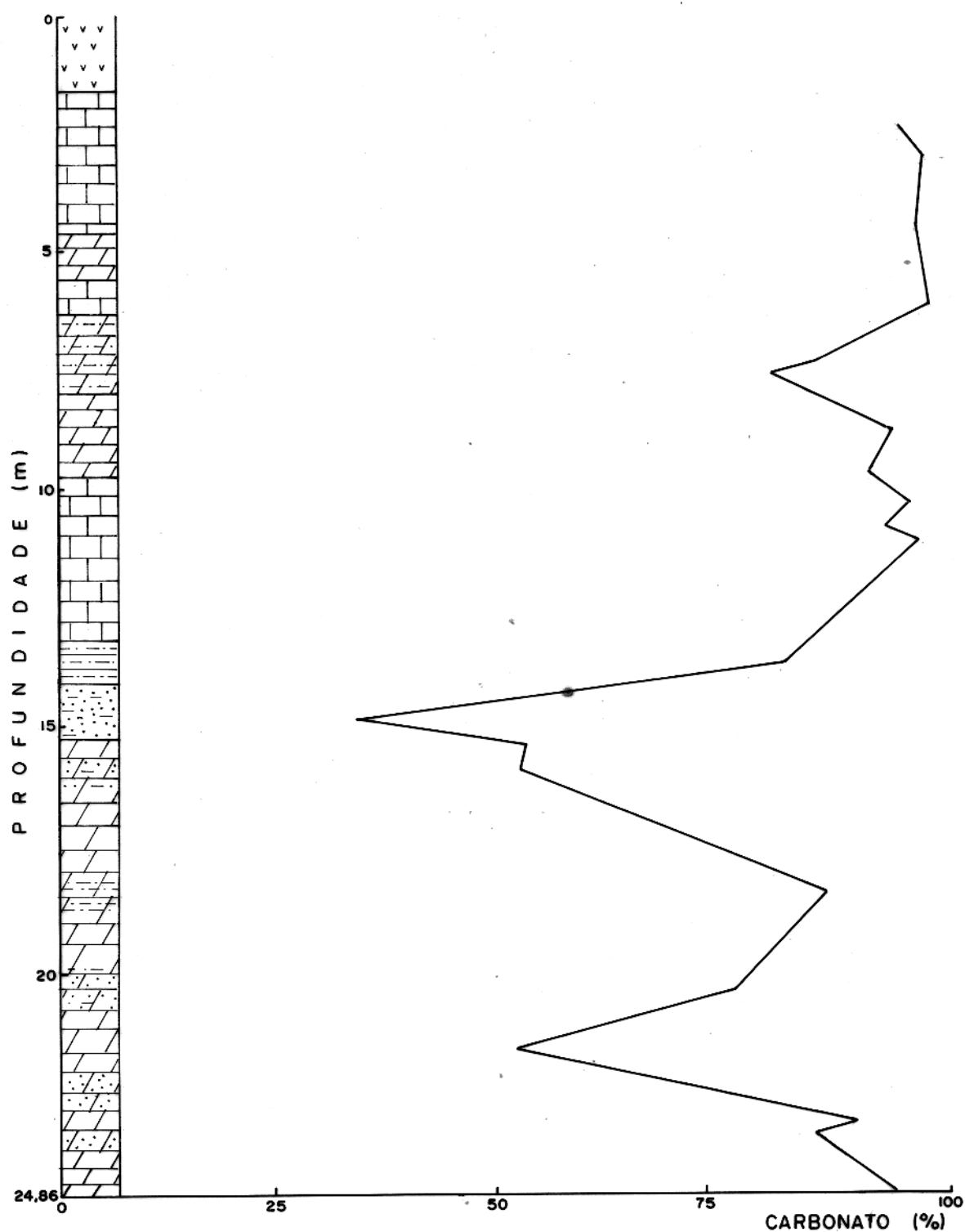


Fig.11 – Proporção relativa da fração insolúvel no furo AV-06-PA



LEGENDA

- | | | |
|---|--|---|
|  Capecimento |  Dolomito |  Arenito |
|  Calcário |  Siltito | |

Fig.12 - Relação Carbonato/Insolúvel nos testemunhos do furo AV-35-PA.

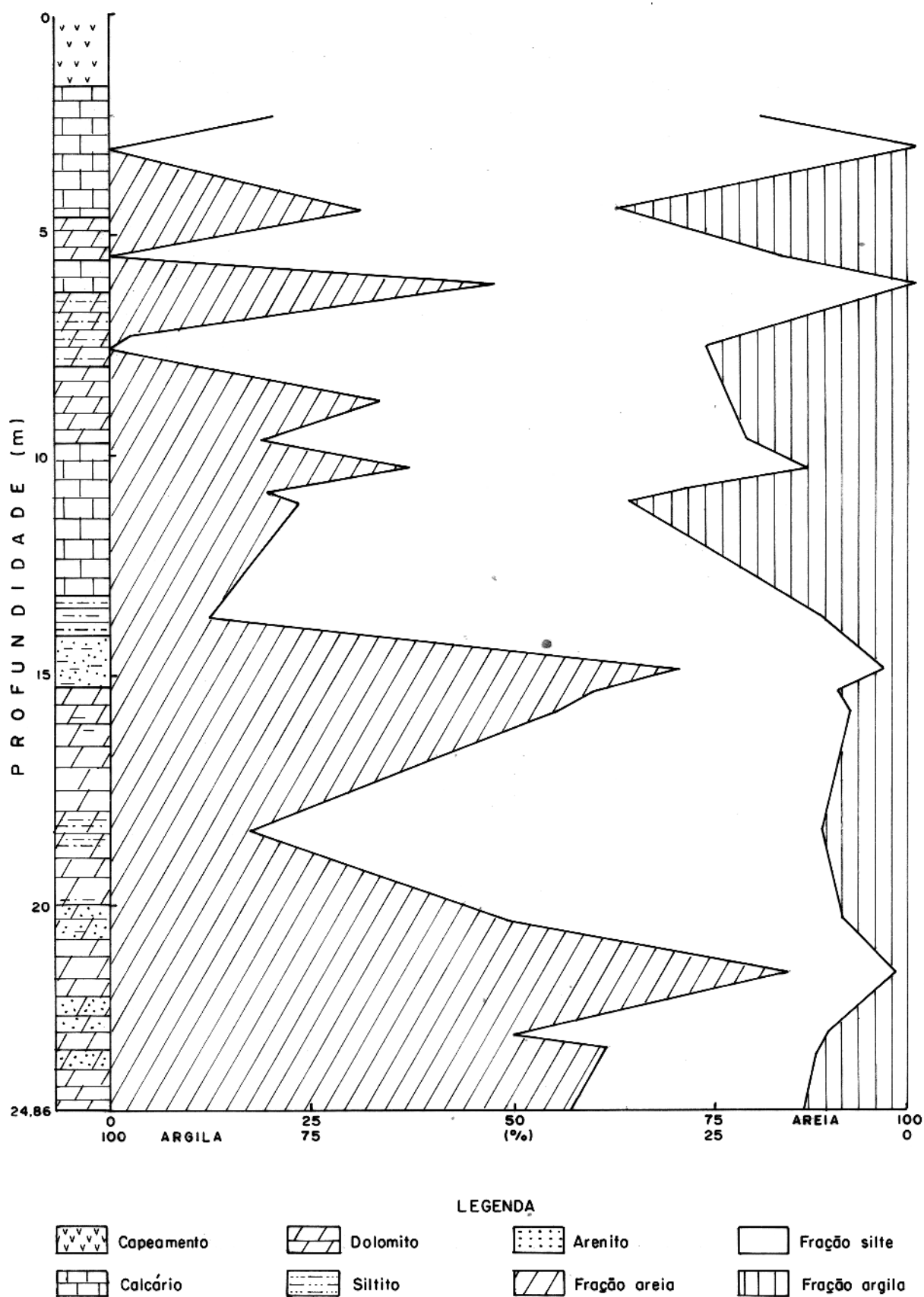


Fig.13- Proporção relativa da fração insolúvel no furo AV-35-PA

Os principais argilominerais presente na Formação Itaituba, são os dos grupos da ilita, esmectita e caulinita.

O grupo da ilita caracteriza-se por suas reflexões basais a $10\text{\AA}$, $5\text{\AA}$ e $3,3\text{\AA}$, que quando glicolizadas ou aquecidas, não mostram qualquer deslocamento. Mesmo não tendo sido detectados no raios-X, foram verificados, em seção delgada, alguns grãos de "glauconie" (Odin & Matter, 1981).

A ilita representa cerca de 80% dos argilominerais na fração argila, embora não se possa assegurar qualquer tendência no perfil do furo AV-06-PA (Fig.14) é conspícuo sua diminuição ao passar para a Formação Monte Alegre (principalmente a partir dos 76,0m de profundidade).

Os valores de "cristalinidade" da ilita, não mostram uma nítida propensão, entretanto pode-se sugerir uma melhora da "cristalinidade" em direção à base, principalmente a partir dos 57,0 metros de profundidade (Fig.15).

Para verificar a distribuição relativa dos elementos alumínio, ferro e magnésio na posição octaédrica da estrutura da ilita, bem como o grau de evolução diagenética atingida (Esquevin, 1969 apud Segonzac, 1970), foi elaborado um gráfico relacionando o grau de cristalinidade desse argilomineral, com a razão entre a intensidade dos picos a $5\text{\AA}$ e $10\text{\AA}$ $|I(002)/I(001)|$ (Fig.16).

Os resultados mostram que prevalecem as ilitas dioctaédricas e que sua recristalização diagenética foi moderada (corresponde ao tipo 2 de Segonzac, 1970).

A esmectita representa em média 15% dos argilominerais da Formação Itaituba. Minerais interestratificados irregulares do tipo ilita/esmectita facilmente confundidos com a esmectita, não foram constatados.

A esmectita caracteriza-se por sua reflexão basal (001) variando de 12 a $15\text{\AA}$, dependendo do estado de hidratação (Thorez, 1975) e quando tratada com etilenoglicol, mostra o deslocamento desse pico para ângulos mais baixos, atingindo $17-18\text{\AA}$. Após aquecimento a 550°C por duas horas, há re

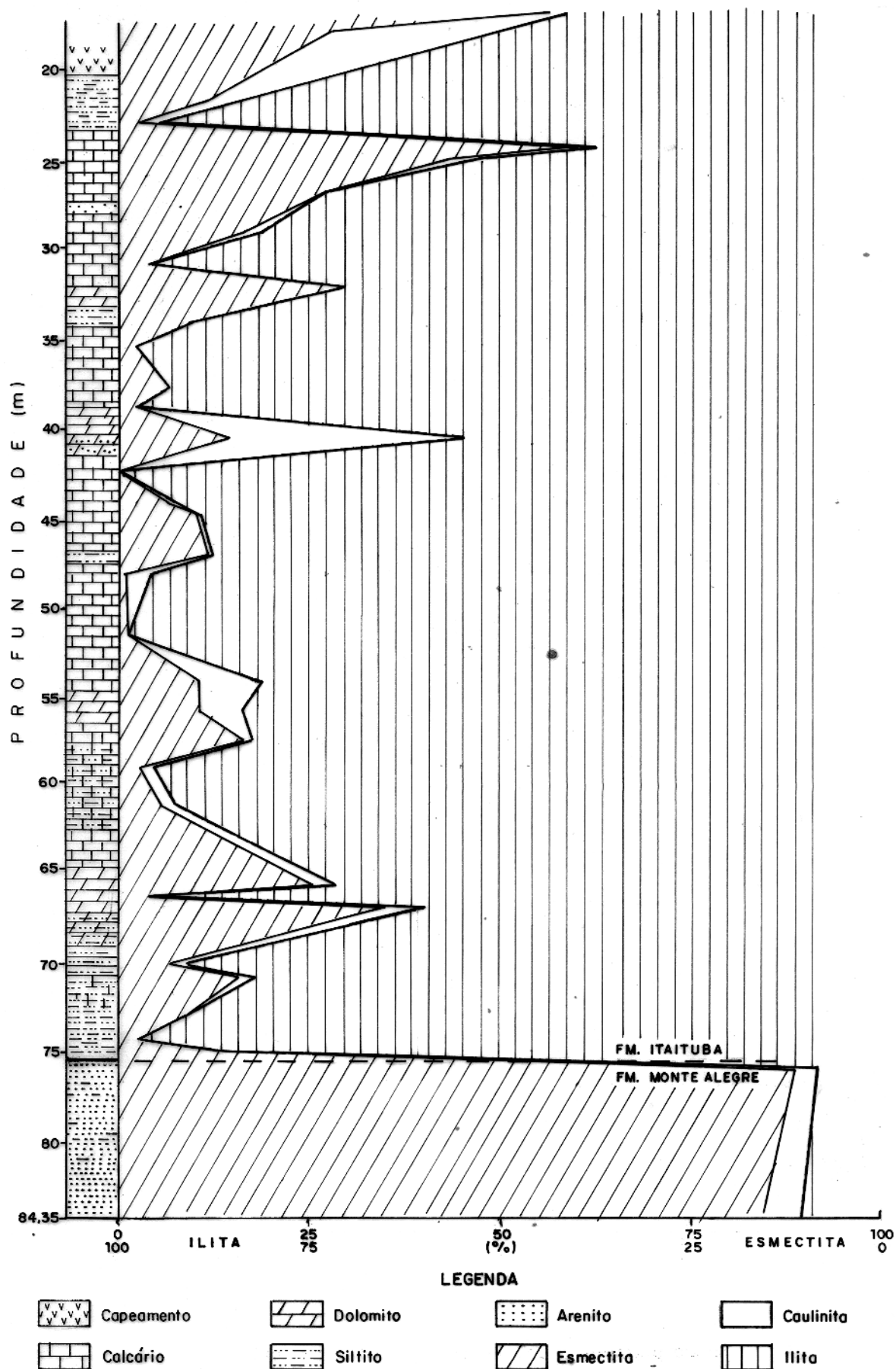


Fig.14- Proporção relativa dos argilominerais no furo AV-06-PA .

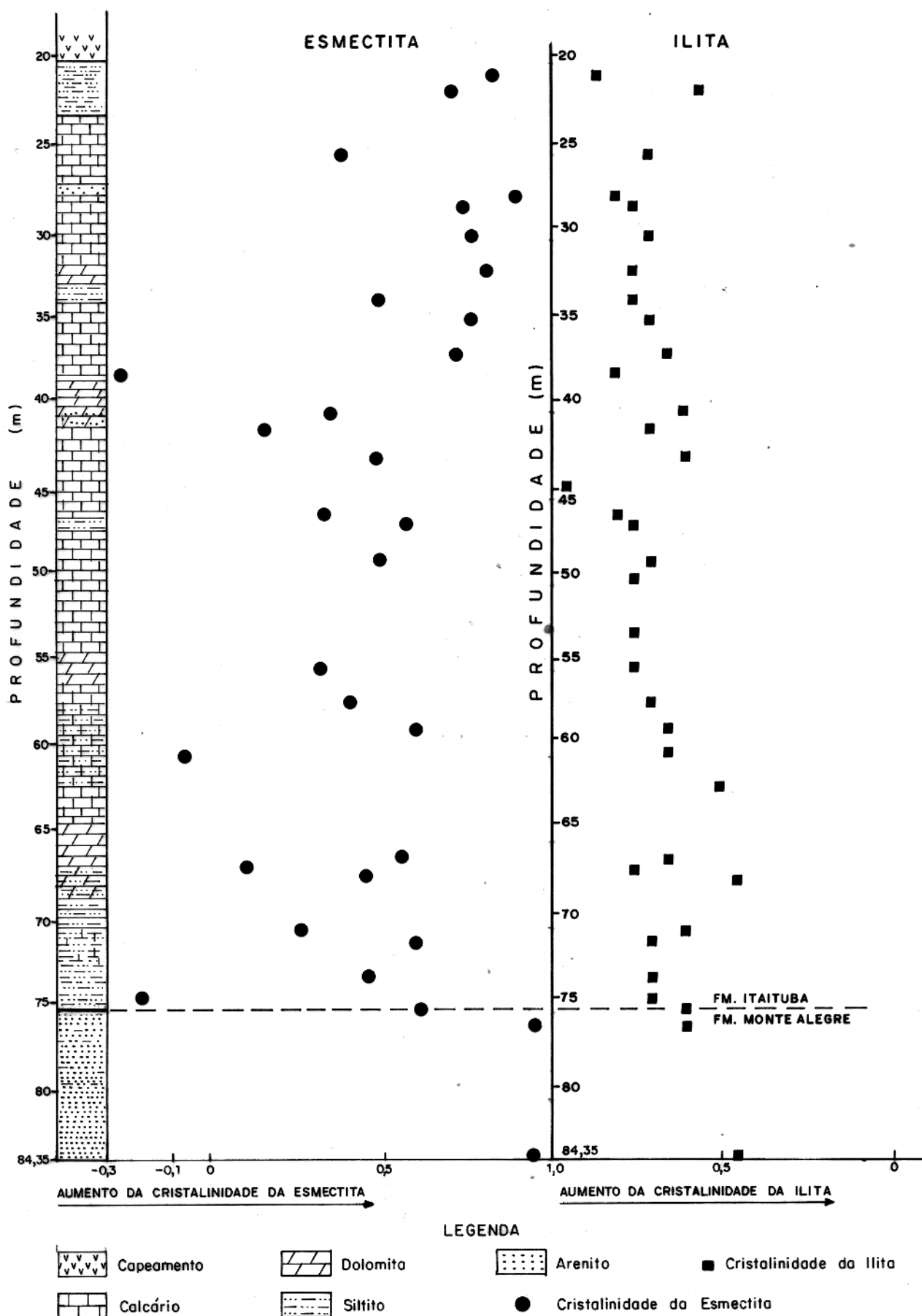


Fig.15 - Grau de "cristalinidade" da esmectita e ilita, medidos na fração- <2 micra (glicolizada) dos testemunhos do furo AV-06-PA.

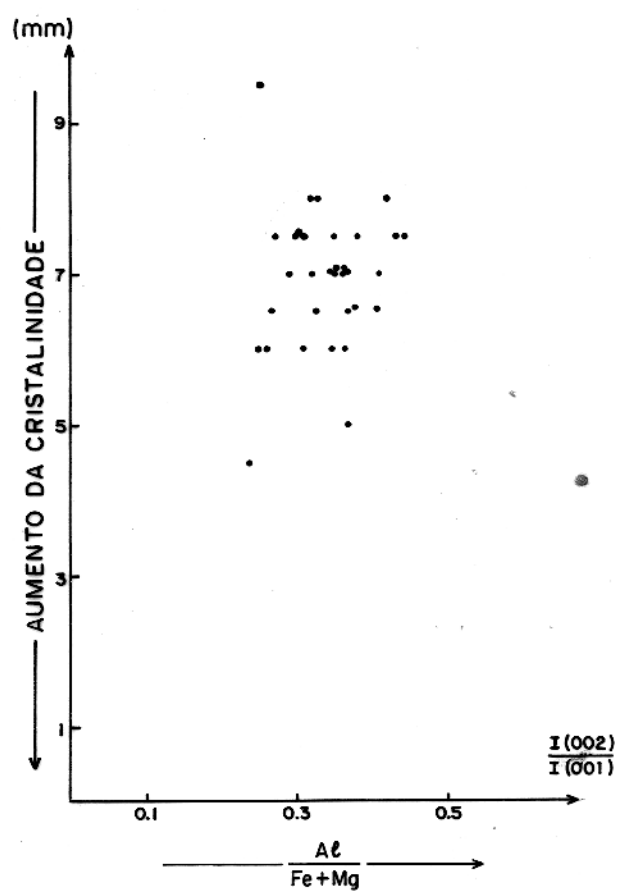


Fig.16 - Grau de "cristalinidade" da illita versus razão $I(002) / I(001)$, para as amostras do furo AV-06-PA. Fração < 2 micra (glicolizada).
I= intensidade

tração do pico (001) para a posição $10\text{\AA}$.

Os interestratificados irregulares ilita / esmectita também apresentam reflexão a $17\text{\AA}$ nas amostras glicolizadas. A diferença para as esmectitas baseia-se na reflexão (003) da esmectita ($5,6\text{\AA}$); pois nos interestratificados, este pico apresenta um valor 2θ maior, ficando compreendido entre a posição do pico (002) da ilita ($5,0\text{\AA}$) e do pico (003) da esmectita ($5,6\text{\AA}$) (Hower, 1981).

Os valores de "cristalinidade" da esmectita são muito dispersos e menos seguramente pode-se aventar, a partir dos 40,0 metros de profundidade, uma diminuição da sua "cristalinidade" (vide Fig.15). Uma possível justificativa seria a pouca abundância desse argilomineral, o que acarretaria uma pobre "cristalinidade" (Carson & Arcaro, 1983).

Já o grupo da caulinita caracteriza-se pela reflexão (001) a $7\text{\AA}$ e outra reflexão (002) a $3,5\text{\AA}$. Quando glicolizada não mostra variação na posição dos seus picos, mas quando aquecida ocorre a destruição de sua estrutura. Representa no máximo 5% dos argilominerais presentes na Formação Itaituba.

Quanto a sua distribuição vertical é bastante irregular, chegando em alguns intervalos a desaparecer completamente e apenas no nível 43,0 metros, atingiu mais de 30% do total (vide Fig.14). A amostra-de-mão desse nível, não apresenta qualquer aspecto mais relevante, correspondendo a um calcário dolomítico com pequenas cavernas forrada por cristais de pirita.

Embora muito raro, foi constatado em três amostras, traços de clorita com seus picos característicos a $14,7\text{\AA}$, $4,7\text{\AA}$ e $3,5\text{\AA}$.

7.5 Minerais Pesados

A associação de minerais pesados na Formação Itaituba, está representada por pirita, granada, turmalina, zircão, rutilo, anatásio, fluorita e esfalerita.

Excetuando-se a pirita, geralmente como cristais micrométricos subhedrais a anhedrais, a granada é o mineral predominante. Ocorre como grãos angulosos a subarredondados, incolores, com a superfície mostrando cavidades triangulares bem ordenadas (Foto 65), evidenciando um ataque químico a sua superfície, semelhantemente ao apresentado por Faria Jr. (1979) para a Formação Pedra de Fogo.

A turmalina é o segundo mineral mais abundante, ocorrendo como grãos subarredondados a arredondados (Foto 66), com forte pleocroísmo, coloração predominantemente esverdeada, podendo aparecer grãos amarelados e mais raramente azulados.

O zircão é o terceiro mineral pesado mais abundante (afora a pirita), geralmente como grãos subarredondados até alongados, relêvo muito alto, por vezes com inclusões minerais e mais raramente zonados (Foto 67). Secundariamente a parece o rutilo como grãos subarredondados de coloração marrom avermelhada.

Menos frequentemente observa-se o anatásio como grãos tabulares de coloração amarelada; a fluorita como cristais isotrópicos subhedrais a euhedrais de coloração arroxeada e, finalmente, a esfalerita como cristais subhedrais a anhedrais, isotrópica, com alto relêvo e coloração levemente amarelada.

7.6 Minerais Leves

O mineral mais frequente na fração insolúvel é o quartzo, com seus picos principais de $4,26\text{\AA}$ e $3,34\text{\AA}$. Predomina na fração areia como grãos subangulosos a subarredondados, diâmetro variando de 70 até 240 micra, sendo persistente os tamanhos de 120 e 180 micra.

Ocorre ainda os feldspatos, incluindo tanto os feldspatos potássicos (picos característicos a $4,22$; $3,6$ e $3,29\text{\AA}$) como os plagioclásios (picos a $4,03$; $3,22$ e $3,66\text{\AA}$). Os feldspatos potássicos são mais abundantes que os plagioclásios.

7.7 Discussão

A maioria dos pesquisadores acreditam que a origem dos argilominerais é predominantemente detrítica, embora admitam que uma pequena parte possa se originar por neoformação (Biscaye, 1965; Ramos, 1970; Almaraz & Formoso, 1971; Ramos & Formoso, 1975; Gibbs, 1977; Ramos, 1970 e Truckenbrodt, 1981).

Mesmo não se tendo evidências concretas, súgere-se para os argilominerais da Formação Itaituba, uma origem predominantemente detrítica, embora não se possa descartar a existência de neoformação visto que a "glauconie" está presente.

A abundância da ilita pode ser interpretada como indicadora de um intemperismo moderado (clima moderado) na área-fonte. Essa assertiva é confirmada pela presença da granada e dos feldspatos que indicariam um clima com tendências a semi-árido.

A ilita juntamente com a esmectita, podem ser utilizadas como bons indicadores estratigráficos já que, na passagem dos carbonatos da Formação Itaituba para os arenitos da Formação Monte Alegre, há uma brusca diminuição da ilita e um sensível aumento da esmectita (Fig. 14).

8 GEOQUÍMICA DOS CARBONATOS

8.1 Introdução

Com o intuito de coletar subsídios para o estudo paleoambiental, diagenético e estratigráfico, dos sedimentos da Formação Itaituba, além de verificar a possibilidade de alguma mineralização, foram efetuadas análises químicas por absorção atômica, para os elementos magnésio, potássio, manganês, ferro, zinco, estrôncio, cobre, chumbo e níquel.

Dos nove elementos analisados o cobre, o chumbo e o níquel estiveram abaixo do limite de detecção do aparelho.

8.2 Metodologia

Foram analisadas, 47 amostras pertencentes ao furo AV-06-PA, sendo 13 delas excluídas da interpretação dos resultados, devido pertencerem a Formação Monte Alegre, ou por serem amostras intemperizadas do topo da Formação Itaituba, ou ainda porque apresentaram resultados pouco compatíveis.

Ressalta-se entretanto que, na figura da distribuição vertical dos elementos, foi conservado os resultados das amostras pertinentes a Formação Monte Alegre, com intuito de ressaltar a diferenciação estratigráfica.

Inicialmente tomou-se 0,1g. de cada amostra e fez-se uma abertura com ácido fluorídrico e perclórico na proporção de 10:1 e a solução obtida foi diluída para 100ml (fator de diluição 1000 x). As análises foram feitas com auxílio de um espectrômetro de absorção atômica Zeiss modelo FMD 4 e os resultados tratados com uma calculadora manual da Texas Instruments modelo Business Analyst II no que diz respeito aos índices de correlação.

8.3 Distribuição dos Elementos

a) Magnésio

O magnésio, após o cálcio, que não foi anali

sado, é o elemento dominante nos carbonatos da Formação Itaituba. Os teores de MgO são bastante variáveis, desde 0,35% até 21,00%, sendo predominante os valores compreendidos entre 0-3%, perfazendo 44% do universo de 34 amostras. Em segundo lugar aparecem os intervalos 3-6% e 18-21%, representando os grupos dos calcários dolomíticos e dolomitos, totalizando 36% das amostras (Fig.17).

Essa distribuição bimodal é, geralmente, característica para sedimentos carbonáticos devido a maior frequência dos "membros finais" do calcário (calcário pouco dolomítico) e dolomito.

A distribuição vertical do magnésio não mostra qualquer tendência, com os níveis dolomíticos intercalados aleatoriamente, tendo sua maior espessura no intervalo 65,00-68,40m (Fig.18).

Importante ressaltar que, uma pequena parte do magnésio deve encontrar-se na estrutura e/ou absorvido nas argilas (Kahle, 1965 apud Füchtbauer, 1974). Weaver & Pollard (1973), apresentam um teor médio de MgO para *ilite* de 1,99% e 3,5% para a *esmetita*.

b) Potássio

O potássio apresenta-se com teores variando desde 0,02% até 3,47% de K_2O . O valor mais frequente está contido no intervalo 0-0,5% com 47% das amostras (N=34), sendo os outros intervalos pouco expressivos (Fig.17). O teor médio de K_2O na Formação Itaituba é de 1,09%.

Sua distribuição vertical mostra uma clara concentração dos valores mais elevados desde o topo até a profundidade de 55,0 metros, seguindo-se teores mais baixos e homogêneos em direção a base (Fig. 18). Quando passa para os arenitos da Formação Monte Alegre esses teores voltam a aumentar.

Significativa é a correlação do potássio com o ferro chegando a alcançar 0,67 (Fig.19 e tab. 04).

O conteúdo de potássio em sedimentos e rochas,

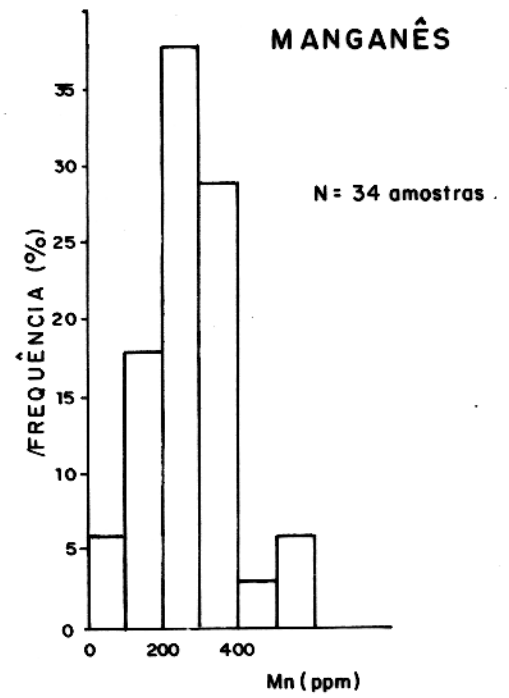
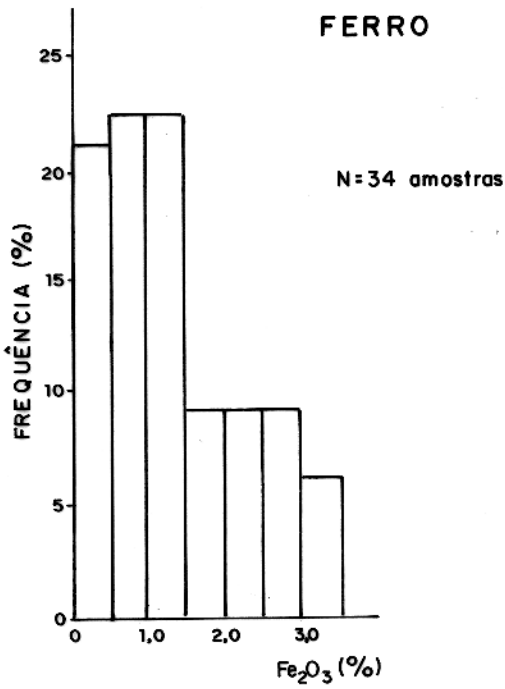
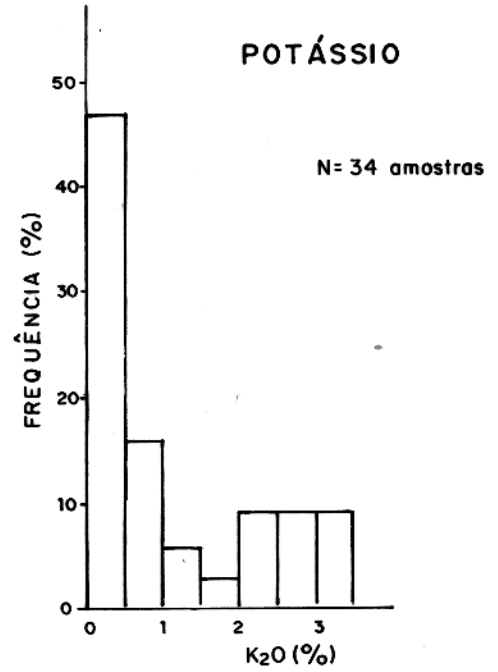
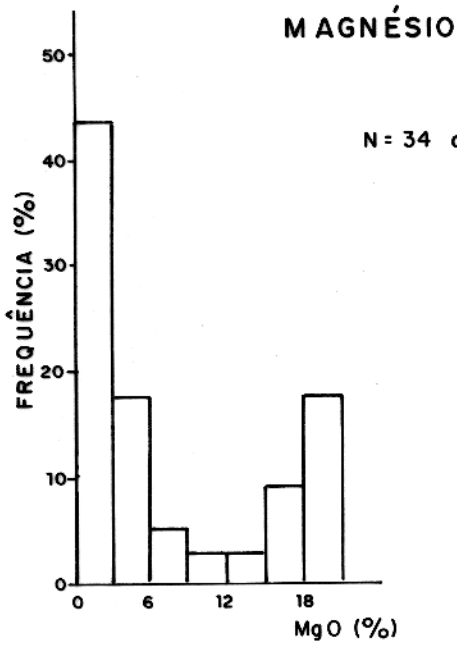


Fig.17 - Distribuição da frequência dos elementos magnésio, potássio, ferro e manganês no perfil do furo AV-06-PA.

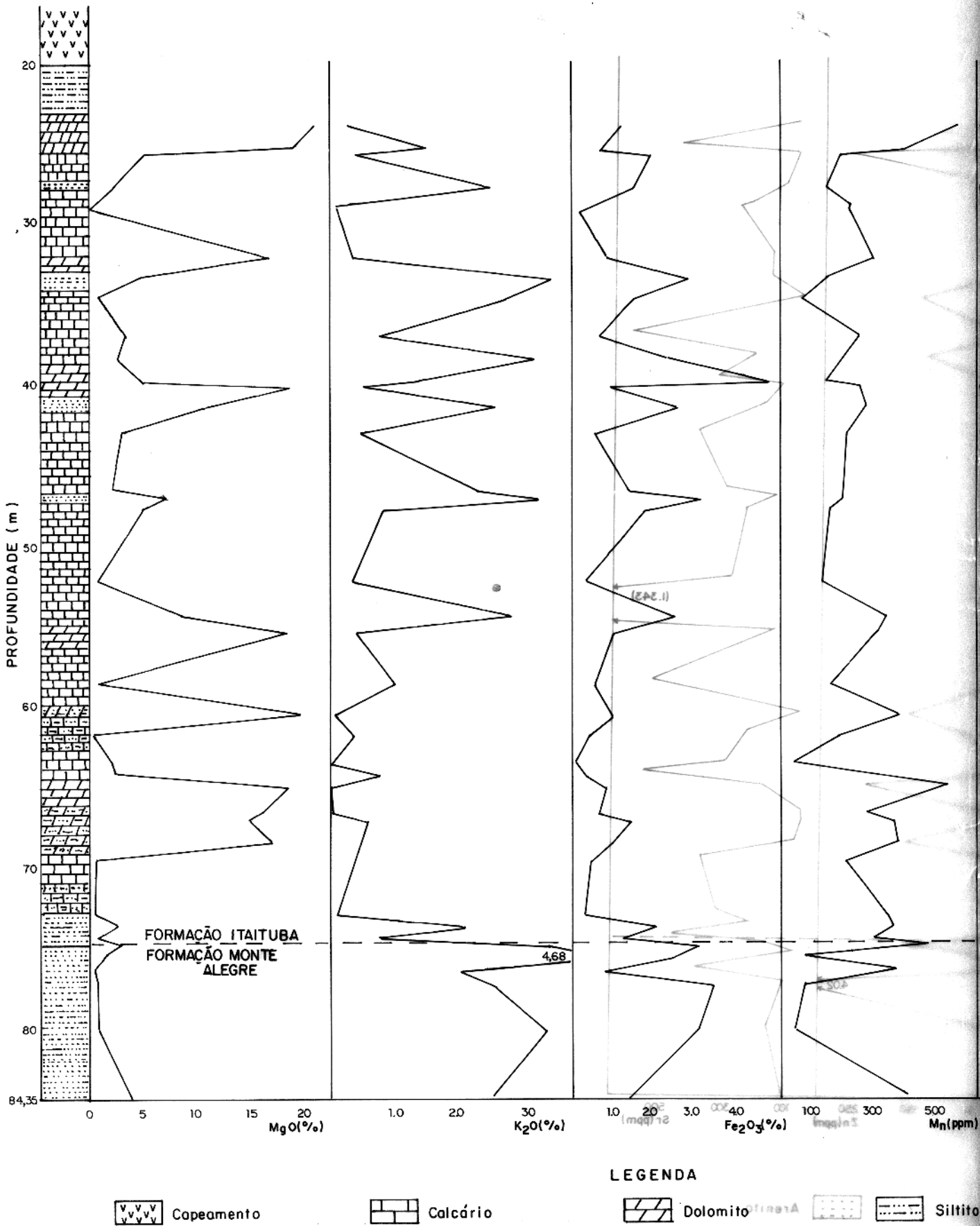
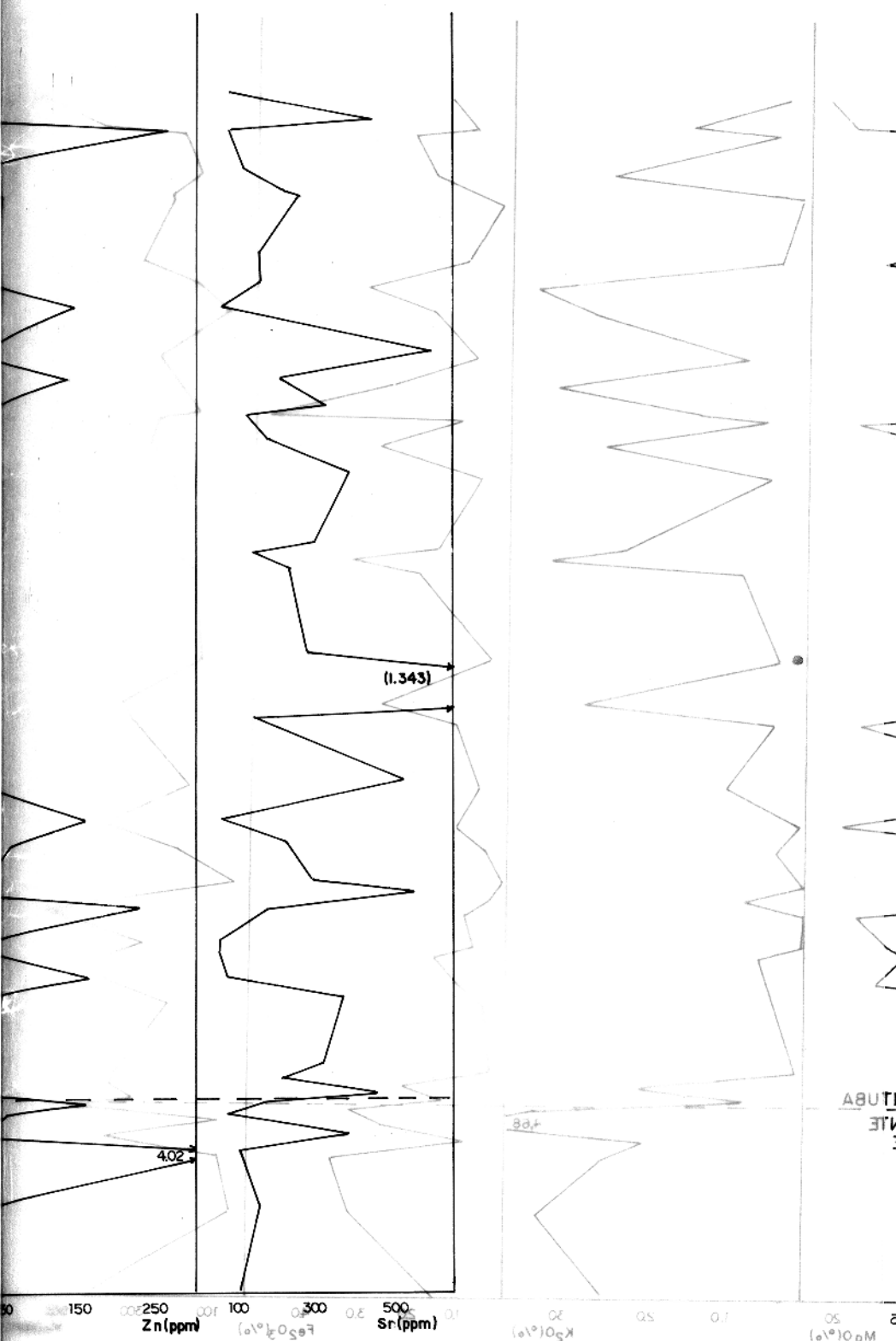


Fig.18 - Distribuição vertical dos elementos magnésio, potássio, ferro, manganês, zinco e estrôncio



LEGENDA

Colúrio

Dolomito

Arenito

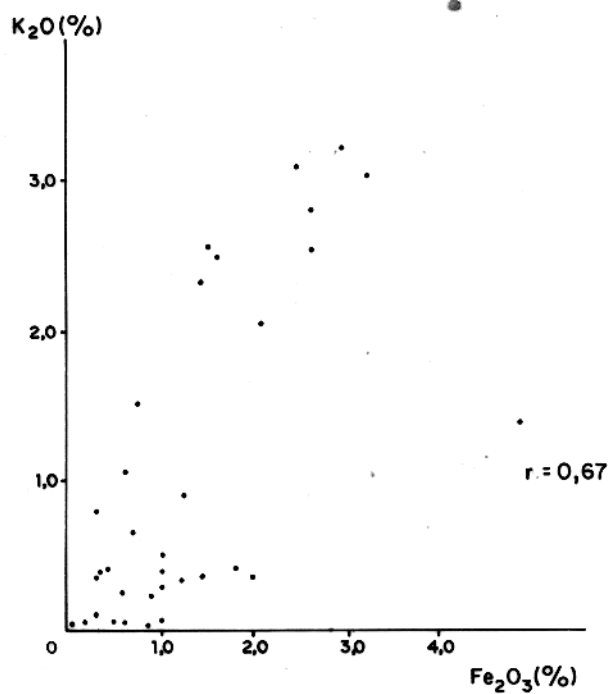
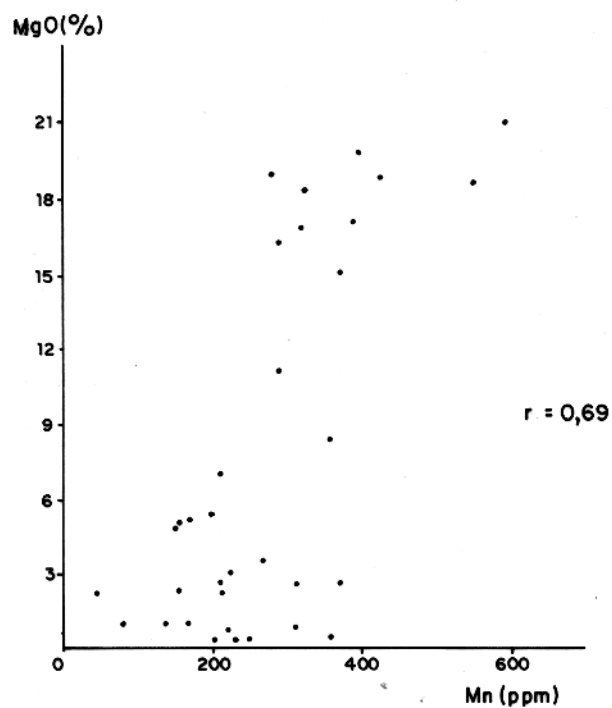


Fig.19- Correlação entre alguns elementos químicos dos sedimentos do furo AV-06-PA.

TABELA 04

Matriz de correlação dos elementos magnésio, potássio, ferro, manganês, zinco e estrôncio, das amostras do furo AV-06-PA (N=34 amostras).

	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	• Mn	Zn	Sr
MgO	1.00	-	-	-	-	-
K ₂ O	-0.22	1.00	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0.01	0.67	1.00	-	-	-
Mn	0.69	-0.28	-0.14	1.00	-	-
Zn	0.19	-0.06	0.08	0.14	1.00	-
Sr	-0.27	0.17	0.02	0.02	-0.28	1.00

está quase exclusivamente contido na fração não-carbonática (Heier & Billings, 1970).

Semelhantemente, Oliveira (1982), estudando os sedimentos da Formação Pedra de Fogo-Bacia do Maranhão, concluiu que o potássio estava incorporado na fração argilosa em particular nas ilitas. Weaver & Pollard (1973), admitem um teor médio de K_2O nas ilitas de 5,59%.

Rösler & Lange (1972), estudando os calcários da região de Baden, encontraram um valor de 0,36% de K_2O . Já Cocco et alii (1974), adotam um valor médio de 0,32% de K_2O para os carbonatos e 3,02% para os folhelhos.

O teor médio de K_2O nos carbonatos da Formação Itaituba, mostra-se bem mais elevado que a média proposta por Cocco et alii (1974), devido provavelmente à elevada contribuição de argila nesses sedimentos. O índice de correlação observado entre o potássio e o ferro (elementos tipicamente terrígenos) corrobora essas conclusões.

Embora uma grande parte do potássio presente esteja relacionado aos argilominerais (em particular a ilita), é importante destacar a contribuição de outros minerais, como por exemplo do feldspato potássico, para elevar esses teores.

c) Ferro

O ferro apresenta-se com teores variando desde 0,10% até 5,09% de Fe_2O_3 , com valores mais frequentes nos intervalos 0,5-1,0% e 1,0-1,5% com 23% cada um (N=34). Segue-se o intervalo 0-0,5% com 21% do total (Fig.17).

A distribuição do ferro, em seção vertical, mostra, assim como o potássio, um comportamento singular. Desde o topo até a profundidade de 55,0 metros os valores são bem mais elevados e com maior amplitude de variação. A partir dessa profundidade os valores tornam-se mais constantes e de menor amplitude, até iniciar sua passagem para a formação subjacente quando mostram novamente valores elevados como no topo da seção (Fig.18).

Como já foi citado anteriormente, o ferro mos

tra uma correlação significativa com o potássio ($r=0,67$) (vide Fig. 19 e tabela 04).

Devido a sua proximidade de raio iônico, o ferro pode substituir o Ca^{2+} ou Mg^{2+} , ou então apresentar-se como cobertura em grãos inertes ou ainda participar em materiais parcialmente solúveis tais como argilas (Wagner et alii, 1979). Segundo Weaver & Pollard (1973, tab. II, XXVII e XXXIX) os valores de Fe total em argilominerais (ilita e esmectita) variam desde ausente até mais de 20% em algumas saponitas.

Turenkian & Wedepohl (1961) indicam um teor médio de 0,5% de Fe_2O_3 para os carbonatos. Rösler & Lange (1972), confirmam esse mesmo valor e admitem um teor médio de 4,76% para os folhelhos e 1,4% para os arenitos. O teor médio de Fe_2O_3 nos carbonatos da Formação Itaituba (1,34%) apresenta-se bem acima da média mundial, e semelhantemente ao potássio, uma parcela do ferro encontrada nesses carbonatos, está relacionada aos argilominerais ali presentes. Entretanto é importante destacar a contribuição da pirita autigênica como fornecedora de ferro, comumente disseminada naqueles sedimentos. Em menor proporção deve ser lembrado a contribuição do ferro isomorficamente substituído na estrutura da dolomita.

d) Manganês

Os teores de manganês na Formação Itaituba, variam desde 47 até 589 ppm, sendo seu teor médio de 271 ppm. O intervalo mais frequente está compreendido entre 200 e 300ppm, perfazendo 38% do total das amostras e secundariamente ocorrem os intervalos 300-400ppm com 29% e 100-200ppm com 18% (vide Fig. 17).

O comportamento do manganês em seção vertical, é inverso ao do potássio e do ferro, com teores diminuindo até a profundidade de 52,0 metros e a partir daí os valores vão aumentando até próximo ao contato com a formação subjacente (vide Fig. 18).

A correlação mais significativa do manganês é com o magnésio, chegando a atingir 0,69 (vide Fig. 19 e tab. 04).

O manganês é um dos poucos elementos que é mais abundante nos carbonatos do que na fração detrítica (Wedepohl, 1972). A aproximação dos raios iônicos do Mn^{2+} com o do Ca^{2+} e Mg^{2+} (Whittaker & Muntus, 1970), facilita a substituição isomórfica, permitindo a incorporação do manganês na estrutura da calcita, dolomita e siderita (Yudovich, 1980). Oliveira (1982), chegou a mesma conclusão, mostrando a fixação preferencial do manganês na fração carbonática. O teor médio de manganês nos carbonatos, segundo Wedepohl (1972), é de 550ppm, enquanto nos dolomitos cai para 242ppm.

De uma maneira geral o teor médio de manganês nos carbonatos da Formação Itaituba (271ppm), está abaixo da média mundial e uma boa correlação com o magnésio ($r=0,69$) sugere que a maioria do manganês está ligado a estrutura da dolomita, substituindo isomorficamente o magnésio, embora uma parte possa estar no lugar do cálcio da calcita.

Confirmando essas previsões, os resultados analíticos efetuados em três amostras com predominante esmectita, apresentaram valores muito baixos (no máximo 104ppm).

e) Zinco

Os teores de zinco na Formação Itaituba, variam desde 5ppm até 275ppm, com teor médio de 52ppm. Os valores mais frequentes situam-se no intervalo de 0 a 40ppm, perfazendo 76% das amostras, sendo os demais intervalos pouco significativos (Fig. 20).

Já o comportamento vertical desse elemento pode ser dividido em três partes: a primeira do topo até a profundidade de 39,0 metros com valores bastante irregulares; a segunda de 39,0 até 59,0 metros, com teores de menor concentração e bem mais homogêneos e o terceiro de 59,0 metros até a base onde as concentrações tornam-se mais acentuadas e mais heterogêneas (vide Fig.18).

Segundo Yudovich (1980), o zinco pode substituir o cálcio dos carbonatos, embora menos frequentemente. Já Renard (1975), estudando a fração carbonatada das gipsitas da

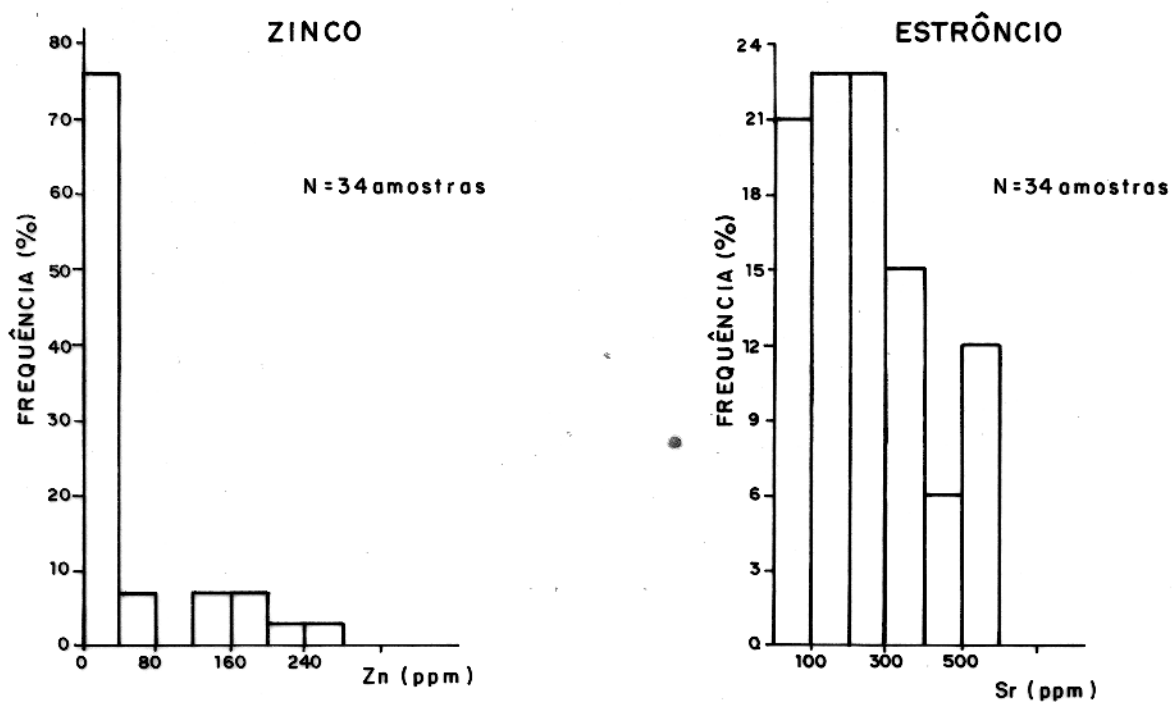


Fig.20 - Distribuição da frequência dos elementos zinco e estrôncio no perfil do furo AV-O6-PA.

Bacia de Paris, sugere que o zinco alí presente acha-se substituindo o cálcio na estrutura da dolomita. Wedepohl (1972), observou que o resíduo argiloso dos carbonatos contém cerca de duas vezes mais zinco que os folhelhos, justificando o fato por estar esse elemento adsorvido na superfície das argilas durante a dissolução dos carbonatos. Weaver & Pollard (1973) admitem a presença de zinco na folha octaedral das esmectitas trioctaédricas, mostrando que esmectita do tipo sauconitas, podem conter até 40% de ZnO .

Connor & Schacklette 1970 (apud Wagner et alii, 1979), apresentam um valor de 24ppm de Zn para alguns calcários Pensilvanianos dos EUA. Já Turenkian & Wedepohl (1961) e Brehler & Wedepohl (1969), admitem valores um pouco mais baixos para os carbonatos (20ppm) alcançando 95ppm nos folhelhos.

Os valores de zinco nos carbonatos da Formação Itaítuba (52ppm), estão acima da média mundial (20ppm). Mesmo que não se possa descartar a possibilidade do zinco estar substituindo o cálcio nos carbonatos ou ainda adsorvidos nas argilas, deve ser ressaltado que em uma das lâminas de minerais pesados foi constatada a presença de esfalerita (ZnS) (vide cap. 7.5).

f) Estrôncio

O estrôncio nos carbonatos da Formação Itaítuba, apresenta-se com valores variando desde 61ppm até 1343ppm e com um teor médio de 277ppm. Os intervalos mais frequentes são 0-100ppm, 100-200ppm e 200-300ppm, representando um total de 67% das amostras (N=34) (vide Fig. 20).

A distribuição vertical do estrôncio é bastante irregular, não exibindo uma clara tendência. Entretanto há uma brusca queda dos teores quando penetra na Formação Monte Alegre (Fig. 18).

Os índices de correlação do estrôncio são todos muito baixos, inclusive com magnésio onde apresentou uma correlação negativa de -0,27 (vide tabela 04).

Turenkian & Wedepohl (1961), admitem uma média de 610ppm de estrôncio para os carbonatos, portanto bem acima

da média encontrada para a Formação Itaituba (277ppm).

O estrôncio acha-se preferencialmente ligado a estrutura da aragonita e durante a transformação aragonita-calcita, o estrôncio é expelido podendo tanto ser incorporado no cimento calcítico como removido por soluções intersticiais (Usdowski, 1963 apud Chilingar et alii, 1979a).

Badiozamani (1973), estudando os carbonatos do Membro Mifflin (Ordoviciano Médio) em Wisconsin-EUA, encontrou valores de 228ppm para os calcários e 37ppm para os dolomitos. Atribuiu esses valores a perda de estrôncio durante a diagênese e neomorfismo do sedimento original, na presença de água meteórica contendo teor de Sr muito mais baixo do que o da água do mar. Churnet et alii (1982), estudando os carbonatos de Grupo Knox (Cambro-Ordoviciano) no Tennessee-EUA também encontraram valores muito baixos de estrôncio e só dio naqueles sedimentos atribuindo-os a formação ou neomorfismo na presença de água-doce.

A presença de fábrica com característica de hiposalinidade citadas por Folk & Siedlecka (1974), foi constatada na Formação Itaituba (vide 4.8.2). Sendo assim, torna-se bastante plausível admitir-se que o mecanismo responsável por esses teores baixos foi devido a perda de estrôncio por processos diagenéticos ocorridos em subsuperfície na presença de água-doce.

8.4 Discussão

O resíduo insolúvel no furo AV-06-PA, mostra um leve aumento da contribuição terrígena em direção ao topo da camada (vide Fig. 10). Essa propensão é confirmada pelo comportamento de alguns dos elementos analisados. O potássio e o ferro (elementos terrígenos) apresentam um nítido aumento dos teores em direção ao topo da camada, enquanto o manganês comporta-se contrariamente.

Embora essas observações não possam ser generalizadas para todo o depósito, elas são sugestivas para uma ligeira variação vertical de facies, com tendências mais conti

mentais em direção ao topo da camada. Em outras palavras, po de-se pressupor uma regressão marinha naquela direção.

Relevante destacar é o comportamento geoquímico do ferro, potássio e estrôncio, quando da mudança para os are nitos da Formação Monte Alegre. Ali observa-se um aumento do ferro e potássio, seguido de uma sensível diminuição do estrôncio, quando passa para a formação subjacente. Isso sugere a possibilidade de utilização desses elementos como indicadores estratigráficos na separação das Formações Monte Alegre e Itaituba.

Quanto a possibilidade de mineralização, não foi encontrado qualquer valor anômalo que pudesse justificar um trabalho mais detalhado, conquanto não se descarte essa possi bilidade em outras áreas dessa formação.

9 CONCLUSÕES

A Formação Itaituba, na região de Aveiro-Pa, está constituída predominantemente por carbonatos (calcários e dolomitos) associados a frequentes níveis de siltito, argilito e menos comumente arenito. Assenta-se concordantemente sobre a Formação Monte Alegre, em contato gradativo onde, na maioria das vezes, ocorre um nível de siltito argiloso, de coloração esverdeada ou chocolate, que serve de camada-guia para a delimitação dessas formações.

A fauna local está constituída predominantemente por braquiópodes, equinodermas e foraminíferos, seguida de ostracodes, briozoários, trilobitas e moluscos, além da presença de algas.

As observações petrográficas nos dolomitos da Formação Itaituba, constataram a ocorrência tanto de dolomita fina como de dolomita grosseira. A presença de dolomita fina (<15micra) associada a calcedônia de elongação positiva, além da presença de relíquias de evaporitos preservados em quartzo autigênico, sugerem condições de precipitação em ambiente de hipersalinidade. Já a ocorrência de cristais de dolomita grosseira, com suas características texturais, estruturais e composicionais, aliado a presença de microesparito, sugere a atuação de águas meteóricas profundas. Esse ambiente de dolomitização com evidências de minerais evaporíticos e de ação de água-doce, foi denominado por Folk & Siedlecka (1974) como "Schizohalino de subsuperfície".

O estudo microfaciológico dos calcários da Formação Itaituba mostrou que a microfácies predominante está constituída por micritos e microesparitos com abundantes bioclastos dispostos em arca-bouço packstone, podendo por vezes estar bioturbado. Localmente ocorreram subambientes mais rasos e de maior energia, dando a formação de grainstones com foraminíferos e a biointrapelesparitos com ou sem agregados. Em conjunto essas microfácies sugerem um ambiente deposicional de água rasa a pouco profunda, salinidade normal até um pouco elevada e circulação moderada a algo restrita. Segundo Wilson:

(1975) estas características são típicas da "Facies de Plata
forma Marinha Aberta".

Quando as águas ficaram mais rasas e agitadas, favoreceu o aparecimento de grainstones com bioclastos micritizados, até grainstones com pelóides e oólitos, enquadrando-se na "Facies de Areia em Margem de Plataforma" (Wilson, 1975).

O estudo da evolução dos processos diagenéticos na Formação Itaituba, constatou que os primeiros eventos verificados durante a fase sinsedimentar foram a micritização, glauconitização e bioturbação. Já durante a diagênese inicial verificou-se a dolomitização, compactação e formação do cimento "A". Na fase de diagênese tardia ocorreu a precipitação do cimento "B", a segunda dolomitização, a fluoritização, silicificação, piritização e a formação dos estilólitos. A desdolomitização como fenômeno mais novo, mostra certa relação com o intemperismo recente a subrecente.

A fração insolúvel desses carbonatos está principalmente concentrada na fração silte, seguido da fração argila e areia. É constituída fundamentalmente por quartzo, feldspatos potássico e plagioclásio, além dos minerais argilosos.

O argilomineral mais abundante é a ilita, acompanhado da esmectita e menos frequentemente da caulinita. Esses são considerados basicamente de origem terrígena embora tenha ocorrido neoformação, como atesta a presença de "glauconie".

O estudo da fração pesada, constatou a ocorrência predominante de granada, associada a turmalina e zircão e mais raramente rutilo, fluorita e anatásio. Com certas reservas foi assinalada também a presença de esfalerita.

A associação de feldspatos, granada e ilita nesses sedimentos, é sugestiva para um clima mais moderado de tendência semi-árido na área de erosão.

O magnésio, após o cálcio, é o elemento dominante nos carbonatos da Formação Itaituba, estando vinculado à presença da dolomita. Já o potássio e o ferro apresentam comportamento similar, como bem atesta o índice de correlação en

tre esses elementos, e relacionados a fração argilosa, embora não possa ser menosprezada a contribuição do feldspato potássico e da pirita, respectivamente.

O manganês mostra afinidade com o magnésio, tende com este uma boa correlação e provavelmente em substituição isomórfica. O zinco não mostra nenhuma correlação significativa com os outros elementos, sendo atribuído, com reservas, a fração fina embora tenha sido assinalada a presença de esfalerita.

Da mesma forma o estrôncio não apresenta qualquer correlação significativa, sendo seus baixos teores atribuídos a perda de estrôncio por processos diagenéticos ocorridos em subsuperfície na presença de água-doce.

O comportamento vertical desses elementos mostra uma tendência de aumento do ferro e do potássio em direção ao topo do perfil, acompanhado de uma diminuição dos teores de manganês nesse mesmo sentido. Esse comportamento associado ao aumento da fração insolúvel nesse perfil, seria sugestivo para uma variação vertical de facies, com tendências mais continentais, ou seja, uma propensão a regressão marinha.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, J. E.; RHODES, M. L. - 1960 - Dolomitization by seepage refluxion. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 44 (12): 1912-1920.
- AL-HASHIMI, W. S.; HEMINGWAY, J. E. - 1973 - Recents dedolomization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. Jour. Sed. Pet. 43 (1): 82-91.
- ALMARAZ, J. S.; FORMOSO, M. L. - 1971 - Contribuição ao ambiente da formação Pirabas-Mineralogia de argilas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. V.2, p.247-267.
- ANDRADE, C. A. C.; CUNHA, F. M. B. - 1971a - Revisão geolôgica da bacia paleozóica do Amazonas. Aplicação de novos métodos e conceitos - Relatório 636A. Belém, Petrobrás. 24p.
- ANDRADE, C. A. C.; CUNHA, F. M. B. - 1971b - Revisão geológica da bacia paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo. v.3, p.93-112.
- AOYAGI, K.; KAZAMA, T. - 1980 - Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. Sedimentology. 27 (2): 179-188.
- BADIOZAMANI, K. - 1973 - The dorag dolomitization model-application to the middle Ordovician of Wisconsin. Jour. Sed. Pet. 43 (4): 965-984.
- BANDEIRA JR., A. N. - 1978 - Sedimentologia e microfácies calcáreas das formações Riachuelo e Cotinguiba da Bacia Sergipe/Alagoas. Boletim Técnico da Petrobrás. 21 (1): 17-69.
- BARBOSA, L. S. S. - 1981 - Modelo deposicional do calcário Jandaíra (Turaniano-Santoniano, bacia Potiguar). Recife, Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia. Estudos Geológicos. Série B (Estudos e Pesquisas). 4: 65-82.
- BARBOSA, M. M. - 1965 - Briozoários do carbonífero do estado do Pará, Brasil, Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, nº 12, (Geologia) 14p.
- BARBOSA, M. M. - 1967 - Briozoários fósseis da Bacia Amazônica. In: Simpósio sobre a Biota Amazônica, Belém, v. 1, p. 75-82.

- BATHURST, R. G. C. - 1971a - Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier. 620 p. (Developments in Sedimentology, 12).
- BATHURST, R. G. C. - 1971b - The enfacial junction. In: Bricker, O. P. Ed. Carbonate Cements. Baltimore, Johns Hopkins. p. 294-295
- BATHURST, R. G. C. - 1971c - Two generations of cement. In: Bricker, O. P. Ed. Carbonate Cements. Baltimore, Johns Hopkins. p. 296.
- BAUSCH, W. M. - 1968 - Clay content and calcite crystal size of limestone. Sedimentology. 10: 71-75.
- BEIN, A.; LAND, L. S. - 1983 - Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg Ca - Chloride Brines. The Permian San Andres formation in the Texas Panhandle. Jour. Sed. Pet. 53 (1). 243-260.
- BISCAYE, P. E. - 1965 - Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Am. Bull. 76: 803-832.
- BISSELL, H. J.; CHILINGAR, G. V. - 1967 - Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Chilingar, G. V.; Bissell, H. J.; Fairbridge, R. W. Ed. Carbonate Rocks; origin, occurrence and classification. Amsterdam, Elsevier. p. 87-168 (Developments in Sedimentology, 9A).
- BOLES, J. R. - 1981 - Clay diagenesis and effects on sandstone cementation (case histories from the Gulf Coast Tertiary) In: Longstaffe, F. J. Ed. Clays and the resource geologist. Calgary, Mineralogical Association of Canada. p. 148-168.
- BOLES, J. R.; FRANKS, S. G. - 1979 - Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas. Implications of smectite diagenesis on sandstones cementation. Jour. Sed. Pet. 49 (1):55-70
- BREHLER, B.; WEDEPOHL, K. H. - 1969 - Zinc. In: Wedepohl, K. H. Ed. Handbook of Geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. v. II-3
- BRICKER, O. P. - 1971 - Carbonate Cements. Baltimore, Johns Hopkins, 376 p.
- BRINDLEY, G. W. - 1981 - X-Ray identification (with ancillary

techniques) of clay minerals. In: Longstaffe, F. J. Ed. Clays and the resource geologist. Calgary, Mineralogical Association of Canada. p. 22-38.

CAPUTO, M. V.; ANDRADE, F. G. - 1968 - Geologia em semi-det^{al}he do flanco sul da Bacia Amazônica entre os rios Cupari e Abacaxis - Relatório 589A. Belém, Petrobrás. 141p.

CAPUTO, M. V.; MARQUES, L. F. S. P.; CARVALHO, L. C. A. - 1983 - Desenvolvimento tectônico das bacias do Parnaíba e Amazonas. Relatório 436-G. Belém, Petrobrás. 42p.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. - 1971 - Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Relatório 641-A. Belém, Petrobrás. 92p.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. - 1972a - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas. Histórico e Atualização-Relatório 658A. Belém, Petrobrás. 29p.

CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. - 1972b - Nomênclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas-Histórico e Atualização. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, out. v. 3, p. 35-46.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. - 1972a - Microfacies study of the Itaituba-Nova Olinda (Pennsylvanian-Permian) carbonates of the Amazonas basin, Brasil - Relatório 676-A. Belém, Petrobrás. p. 1-69.

CAROZZI, A. V.; ALVES, R. J.; CASTRO, J. C. - 1972b - Controle tectônico sinsedimentar dos carbonatos permocarboníferos das formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, out. v.3, p. 47-64.

CARSON, B.; ARCARO, N. P. - 1983 - Control of clay-mineral stratigraphy by selective transport in late Pleistocene-Holocene sediments of Northern Cascadia Basin - Juan de Fuca abyssal. Jour. Sed. Pet. 53(2): 395-406.

CARVALHO, J. M. A.; FIGUEIRAS, A. J. M.; SANTOS, C. A. - 1977 - Projeto Calcário-Itaituba; relatório final. In: Brasil, Ministério das Minas e Energia. Belém, Convênio DNPM-CERM.

137p. (Inédito).

- CARVER, R. E. - 1971 - Heavy-mineral separation. In: Carver, R. E. Ed. Procedures in sedimentary petrology. Athens, Wiley-Interscience. p. 427-452.
- CAYEUX, L. - 1970 - Carbonate rocks (limestones and dolomites). Trad. do original em francês e adap. por Albert V. Carozzi. Darien, Hafner Publishing. 506p.
- CHILINGAR, G. V.; BISSELL, H. J.; WOLF, K. H. - 1979a - Diagenesis of carbonate sediments and epigenesis (or catagenesis) of limestones. In: Larsen, G.; Chilingar, G. V. Ed. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Amsterdam, Elsevier. p. 247-422. (Developments in Sedimentology, 25A).
- CHILINGAR, G. V.; ZENGER, D. H.; BISSEL, H. J.; WOLF, K. H. - 1979b - Dolomites and dolomitization. In: Larsen, G.; Chilingar, G. V. Ed. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Amsterdam, Elsevier. p. 423-536. (Developments in Sedimentology, 25A).
- CHOQUETTE, P. W.; PRAY, L. C. - 1970 - Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Am. Assoc. Pet. Geol. 54: 207-250.
- CHURNET, H. G.; MISRA, H. C.; WALKER, K. R. - 1982 - Deposition and dolomitization of upper Knox carbonate sediments, copper ridge district, East Tennessee. Geol. Soc. Am. Bull. 93 (1): 76-86.
- COCCO, G.; FANFANI,.; ZANAZZI, P. R.; HEIER, K. S.; BILLINGS, G. K. - 1974 - Potassium. In: Wedepohl, G. K. Ed. Handbook of geochemistry. Berlin, Springer-Verlag. v. II/2.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. - 1979 - Projeto Aveiro, relatório final de pesquisa. Belém, v. I.
- DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, C. J. A. - 1971 - Zoneamento palinológico da bacia do Amazonas. Relatório 635-A. Belém, Petrobrás. 27p.
- DAMASCENO, J. M. - 1981 - Facies dos calcários do Grupo Apodi, a leste do rio Açu (RN). Bol. Dep. Geol. UFRN, nº 3, p. 1-14.
- DAPPLES, E. C. - 1979 - Silica as an agent in diagenesis. In: Larsen, G.; Chilingar, G. V. Ed. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Amsterdam, Elsevier p. 99-141. (Develop

ments in Sedimentology, 25A).

- DERBY, O. A. - 1874 - On the carboniferous brachiopoda of Itaituba, Rio Tapajos, Province of Pará, Brazil. In: Gonsalves, A. D. Comp. Orville A. Derby's studies on the paleontology of Brazil. Rio de Janeiro, American Embassy. p. 23-96.
- DERBY, O. A. - 1894 - The Amazonian upper carboniferous fauna. In: Gonsalves, A. D. Comp. Orville A. Derby's studies on the paleontology of Brazil. Rio de Janeiro, American Embassy. p. 105-126.
- DIETRICH, R. V.; HOBBS JR., C. R. B.; LOWRY, W. D.-1979 - Dolomitization interrupted by silicification. In: McBride, E. F.; comp. Silica in sediments: Nodular and bedded chert. Tulsa, Society of Economic Paleontologists & Mineralogists. p. 16-33. (SEPM Reprint Series, 8).
- DINIZ, R. F.; SRIVASTAVA, M. K. - 1981 - Estudos microfaciológicos e ambientes da formação Jandaira na região Governador Dix-Sept Rosado (RN). In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 10, Recife. p. 280-289.
- DUARTE, A. G. - 1938 - Brachiopodas do rio Parauary. Bol. Serv. Geol. Min. nº 84, 38p.
- DUNHAN, R. J. - 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. Ed. Classification of carbonate rocks. A symposium. Tulsa, AAPG. p.108-121 (Memoir,1)
- ESLINGER, E.; HIGHSMITH, P.; ALBERS, D.; MAYO, B. - 1979 - Role of iron reduction in the conversion of smectite to illite in bentonites in the disturbed belt, Montana. Clay and Clays Minerals. 27(5): 327-338.
- EVAMY, B. D.; SHEARMAN, Q. J. - 1965 - The development of overgrowths from echinoderm. Sedimentology. 5 (3): 211-233.
- FALKENHEIN, F. V. H.; FRANKE, M. R.; CAROZZI, A. V. - 1981 - Petroleum geology of the Macaê formation (Albian-Cenomanian) Campos basin Brasil (carbonate microfacies-depositional and diagenetic models-Natural and experimental porosity). Rio de Janeiro, Petrobrás. 140p.
- FARIA JR., L. E. C. - 1979 - Estudo sedimentológico da formação

Pedra de Fogo-Permiano bacia do Maranhão. Tese de mestrado. Belém, UFPA/NCGG. 57p.

FOLK, R. L. - 1959 - Practical petrographic classification of limestones, Am. Assoc. Pet. Geol. 43 (1): 1-38.

FOLK, R. L. - 1962 - Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W. E. Classification of carbonates rocks-A symposium. Tulsa. AAPG. p. 62-84. (Memoir, 1).

FOLK, R. L. - 1965 - Some aspects of recrystallitization in ancient limestones. In: Pray, L. C.; Murray, R. C. Ed. Dolomitization and limestones diagenesis-A symposium, Tulsa, Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. p.16-49 (Special Publication, 13).

FOLK, R. L. - 1974 - Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill Publishing. 182p.

FOLK, R. L.; LAND, L. S. - 1975 - Mg/Ca ratio and salinity controls over crystallization of dolomite. Am. Assoc. Pet. Geol. 59 (1): 60-68.

FOLK, R. L.; PITTMAN, J. S. - 1971 - Length-slow chalcedony: A new testament for vanished evaporites. Jour. Sed. Pet. 41 (4): 1045-1058.

FOLK, R. L.; SIEDLECKA, A. - 1974 - The "schizohaline" environment: Its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by late paleozoic rocks of bear island. Svalbard. Sed. Geol. 11 (1): 1-15.

FRANK, J. R. - 1981 - Dedolomitization in the Taum Sauk limestone (Upper Cambrian). Southeast Missouri. Jour. Sed. Pet. 51 (1): 7-18.

FRIEDMAN, G. M. - 1971 - Staining. In: Carver, R. E. Ed. Procedures in sedimentary petrology. Athens, Wiley Interscience. p. 511-530.

FRIEDMAN, G. M.; SANDERS, J. E. - 1967 - Origin and occurrence of dolostones. In: Chilingar G. V.; Bissel: H. J. Fairbridge, R. W. Ed. Carbonate Rocks, origin, occurrence and classification. Amsterdam, Elsevier. p. 267-282.

- FRIEDMAN, G. M.; SANDERS, J. E. - 1978 - Principles of sedimentology. New York, John Wiley & Sons. 792p.
- FRIEDMAN, G. M.; SHUKLA, U. - 1980 - Significance of authigenic quartz euhedra after sulfates: Example from the Lock Port formation (Middle Silurian) of New York. Jour. Sed. Pet. 50 (4): 1299-1304.
- FÜCHTBAUER, H. - 1974 - Sediments and sedimentary rocks 1. New York. Halsted Press. 464p. (Sedimentary Petrology, 2).
- FÜLFARO, V. J. - 1965 - Conodontes do calcário Itaituba do carbonífero do rio Tapajós, Estado do Pará. Bol. Soc. Bras. Geol. 14(1-2): 29-40.
- GIBBS, R. J. - 1977 - Clay mineral segregation in the marine environment. Jour. Sed. Pet. 47: 237-243.
- GRIFFIN, G. M. - 1971 - Interpretation of X-ray diffraction data. In: Carver, R. E. Ed. Procedures in sedimentary petrology. Athens, Wiley-Interscience. p. 541-570.
- HANSHAW, B. B.; BACK, W.; DEILE, R. G. - 1971 - A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. Econ. Geol. 66:710-724.
- HARTT, C. F. - 1933 - História e literatura da exploração geológica na região do baixo Amazonas. Boletim do Museu Emilio Goeldi, nº 9. (História Natural e Etnografia) p. 17-29.
- HEIER, K. S.; BILLINGS, G. K. - 1970 - Potassium; 19-K. Abundance in common sediments and sedimentary rock types. In: Wedepohl, K. H. Ed. Handbook of geochemistry. Heidelberg, Springer-Verlag. v. II/2.
- HOROWITZ, A. S.; POTTER, P. E. - 1971 - Introductory petrography of fossils. New York, Springer-Verlag. 302p.
- HOWER, J. - 1981 - X-ray diffraction identification of mixed-layer clay minerals. In: Longstaffe, F. J. Ed. Clays and the resource geologist. Calgary, Mineralogical Association of Canada. p. 39-59.
- HÜ, K. J.; SIEGENTHALER, C. - 1969 - Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology. 12: 11-25.

- ILLING, L. V. - 1954 - Bahaman calcareous sand. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 38 (1): 1-95.
- KEGEL, W. - 1951 - Sobre alguns trilobitos carboníferos do Piauí e do Amazonas. Bol. Div. Geol. Min. nº 135, 38p.
- LAND, L. S. - 1973 - Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. Sedimentology. 20(3): 411-424.
- LARSEN, G.; CHILINGAR, G. V. - 1979 - Introduction-Diagenesis of sediments and rocks. In: Larsen, G.; Chilingar, G. V. Ed. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Amsterdam, Elsevier. p. 1-29.
- LINDHOLM, R. C.; DEAN, D. A. - 1973 - Ultra-thin sectioning in carbonate petrology: A valuable tool. Jour Sed. Pet. 43 (1): 295-297.
- MADALOSSO, A. - 1980 - Aspectos da diagênese dos carbonatos do Grupo Bambuí na região de Paracatu (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. v.4, p. 2069-2081.
- MAJEWSKE, P. O. - 1974 - Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections. Leiden, E. J. Brill. 101p. (International Sedimentary Petrographical series, 13).
- MARSCHNER, H. - 1968 - Relationship between carbonate grain size and non-carbonate sedimentary rocks. In: Müller, G.; Friedman, G. M. Ed. Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Berlin, Springer-Verlag. p. 55-57.
- McBRIDGE, E. F. - 1979 - Silica in sediments: Nodular and bedded chert. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 184p. (Reprint Series, 8).
- McHARGUE, T. R.; PRICE, R. C. - 1982 - Dolomite from clay in argillaceous or shalle-associated marine carbonates. Jour. Sed. Pet. 52 (3): 873-886.
- MELO, O. B. C. - 1964 - Estratigrafia da Bacia Amazônica. Relatório 558-A. Belém, Petrobrás 46p.
- MENDES, J. C. - 1956 - Orthotetacea e Dalmanellacea do Carbonífero superior do rio Tapajós (Série Itaituba). Bol. Soc. Bras. Geol. 5 (1): 11-31.

- MENDES, J. C. - 1957a - Rhynchonellacea Rostropiracea e Terebratulacea do carbonífero do rio Tapajós, Brasil. Bol. Soc. Bras. Geol. 6 (1): 15-34.
- MENDES, J. C. - 1957b - A Série Itaituba (Carbonífero) no Valle do rio Tapajós, Estado do Pará. An. Acad. Bras. Ciênc. 29 (4) 567-577.
- MENDES, J. C. - 1959 - Chonetacea e Productacea carboníferos da Amazonia. Bol. Fac. Ciênc. Let. Univ. São Paulo, nº 236. (Geologia) 99p.
- MENDES, J. C. - 1961 - Notas suplementares sobre os braquiópodes carboníferos da Amazônia. Bol. Soc. Bras. Geol. 10(1): 5-24.
- MENDES, J. C. - 1966 - Moluscos da formação Itaituba (Neocarbonífero) Estado do Pará, Brasil. Cadernos da Amazônia, nº 9. Manaus, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia. 66p.
- MENDES, J. C. - 1967 - Paleobiota carboníferos da Amazônia In: Simpósio sobre a Biota Amazônica, Belém, v. 1. p. 339-344.
- MILLIMAN, J. D. - 1974 - Marine carbonates. Berlin, Springer-Verlag. 375p. (Recent Sedimentary Carbonates, 1).
- MOERI, E. N. - 1979 - Microfacies and sedimentary environment of an upper Cretaceous minibasin near Macau, Rio Grande do Norte, Brasil, Rev. Bras. Geoc. 9 (1): 60-70.
- MOURA, P. - 1938 - Geologia do Baixo Amazonas. Bol. Serv. Geol. Min., nº 91, Rio de Janeiro, D.N.P.M. 94p.
- MÜLLER, G. - 1967 - Methods in sedimentary petrology. Stuttgart, Hafner Publishing, 283p. (Sedimentary Petrology, 1).
- NEAL, W. J. - 1969 - Diagenesis and dolomitization of a limestone (Pennsylvanian of Missouri) as revealed by staining. Jour. Sed. Pet. 39 (3): 1040-1045.
- ODIN, G. S.; MATTER, A. - 1981 - De glauconiarum origine. Sedimentology. 28: 611-641.
- OLIVEIRA, C. M. - 1982 - O padrão de distribuição dos elementos traços na formação Pedra de Fogo, Permiano da bacia do Maranhão e seu emprego como indicador de ambientes de sedimentação. Tese de Mestrado. Belém, UFPA/NCGG. 94p.

- OLIVEIRA, L. D. D. - 1981 - Aspectos macropaleontológicos e sedimentológicos dos calcários de Governador Dix-Sept Rosado, RN. Bol. CCE/UFRN. 2: 01-15.
- OLIVEIRA, L. D. D.; OLIVEIRA, M. I. M.; DAMASCENO, J. M. - 1981 - Estudo Petrográfico e paleontológico de travertinos na região de Jandaira-RN. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, nov. p. 268-289.
- PARHAM, W. E. - 1975 - Lateral variations of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. In: Carozzi A. V. Ed. Sedimentary rocks: concepts and history. Pennsylvania, Halsted. p. 174-184.
- PARK, W. C.; SCHOT, E. H. - 1968 - Stylolitization in carbonate rocks. In: Müller, G.; Friedman, G. M. Ed. Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Berlin, Springer-Verlag. p. 66-74.
- PETRI, S. - 1952 - Fusulinidae do carbonífero do rio Tapajós, Estado do Pará. Bol. Soc. Bras. Geol. 1 (1): 30-45.
- PETRI, S. - 1956 - Foraminíferos do carbonífero da Amazônia. Bol. Soc. Bras. Geol. 5 (2): 17-34.
- PETRI, S. - 1958 - Sobre o fácies de evaporitos do carbonífero da Amazônia. Bol. Soc. Bras. Geol. 7 (1): 35-47.
- PINTO, I. D. - 1972 - Corais carboníferos da Amazônia. Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geociências. 68 p.
- PONTES, A. R. - 1966 - Interpretação fotogeológica preliminar de áreas das bacias do Amazonas e Maranhão - Relatório 65G. Belém, Petrobrás. 25p.
- RAMOS, A. N. - 1970 - Resultados de análises difratométricas da fração argilosa de testemunhos de poços da bacia sedimentar do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás. 13 (1/2): 15-25.
- RAMOS, A. N. - 1980 - Argilominerais e diagênese da sequência clástica do Cretáceo Inferior da Bacia Potiguar-Aspectos estratigráficos e ambientais. Rio de Janeiro, Petrobrás. 59p.
- RAMOS, A. N.; FORMOSO, M. L. L. - 1975 - Argilominerais das rochas sedimentares da bacia do Paraná. Rio de Janeiro, Petro

brás. 46p.

RAMOS, R. F. - 1967 - Um fusulinídeo no Carbonífero do Pará.

In: Simpósio sobre a Biota Amazônica, Belém, v.1, p.403-406.

RENARD, M. - 1975 - Etude géochimique de la fraction carbonatée d' un faciès de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris). Sed. Geol. 13: 191-191.

ROCK-COLOR CHART.-- 1970 - Rock-Color chart committee. Boulder, Geological Society of America, "n.p."

RÖSLER, H. I.; LANGE, H. - 1972 - Geochemical tables. Amsterdam, Elsevier, 468p.

SANDERS, J. E.; FRIEDMAN, G. M. - 1967 - Origin and occurrence of limestones. In: Chilingar, G. V.; Bissell, H. ; Fairbridge, R. W. Ed. Carbonate Rocks; origin, occurrence and classification. Amsterdam, Elsevier. p. 169-265. (Developments in Sedimentology, 9A).

SANTOS, R. S. - 1967 - Sobre um clado dontídeo do Carbonífero do rio Parauari, Amazonas. In: Simpósio sobre a Biota Amazônica, Belém, v.1, p. 425-430.

SCHOLLE, P. A. - 1978 - A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements, and porosities. Tulsa, AAPG. 241p.

SEGONZAC, G. D. - 1970 - The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. Sedimentology. 15(3/4): 280-346.

SEGONZAC, G. D.; FERRERO, J.; KUBLER, G. - 1968 - Sur la cristallinité de l' illite dans la diagenèse et l' anchimétamorphisme. Sedimentology. 10: 137-143.

SIEDLECKA, A. - 1972 - Length-slow chalcedony and relicts of sulphates - Evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of bear island, Svalbard. Jour. Sed. Pet. 42 (4): 812-816.

SIMÕES, I. A.; BANDEIRA JR., A. N. - 1967 - Aplicação da classificação de Folk no mapeamento de litofácies dos carbonatos da quadrícula de Carmópolis no Estado de Sergipe. In: Congresso

- Brasileiro de Geologia, 21, Curitiba, nov., p. 3-18.
- SRIVASTAVA, N. - 1982 - Estudo microfaciológico da formação Jandaira, na bacia Potiguar, Rio Grande do Norte, An. Acad. Bras. Ciênc. - Resumo das Comunicações. 54 (1): 251.
- STEINEN, R. P. - 1978 - On the diagenesis of lime mud: scanning electron microscopic observations of subsurface material from Barbados, W. I. Jour. Sed. Pet. 48 (4): 1139-1148.
- STRIMPLE, H. L. - 1960 - A new cromyocrinoid from Brazil. Bol. Soc. Bras. Geol. 9: 75-77.
- THOREZ, J. - 1975 - Phyllosilicates and clay minerals; a laboratory handbook for their X-ray diffraction analysis. Bélgica. G. Lelotte. 578p.
- TINOCO, I. M.; MABESOONE, J. M. - 1975 - Observações paleoecológicas sobre as bacias mesozóicas de Iguatu, rio dos Peixes e intermediárias. In: Simpósio de Geografia, Fortaleza, nov. p. 95-107.
- TROGER, W. E. - 1969 - Optischebestimmung der gesteinsbildenden minerale. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 822p.
- TRUCKENBRODT, W. - 1981 - Contribuição a mineralogia e a geoquímica da formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. Boletim do Museu Emílio Goeldi, nº 25, (Geologia) 26p.
- TURENKIAN, K. K.; WEDEPOHL, K. H. - 1961 - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Am. Bull. 72 (2): 175-192.
- WAGNER, G. H.; KONIG, R. H.; SMITH, D. A.; STEELE, K. F.; ZACHRY JR., D. L. - 1979 - Geochemistry of carboniferous limestone units in northwest Arkansas. Chem. Geol. 24 (3/4): 293-313.
- WANLESS, H. R. - 1979 - Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. Jour. Sed. Pet. 49(2): 437-462.
- WEAVER, C. E. 1960 - Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 44 (9): 1505-1518.
- WEAVER, C. E.; POLLARD, L. D. - 1973 - The chemistry of clay minerals. Amsterdam, Elsevier. 213p. (Developments in Sedimen

tology. 15).

- WEDEPHOL, R. H. - 1972 - Manganese. 25-K. Abundance in common sediments and sedimentary rocks types. In: Wedepohl, H. H. Ed. Handbook of geochemistry. Heidelberg, Springer-Verlag. V. II-2.
- WHITTAKER, E. J. W.; MUNTUS, R. - 1970 - Ionic radii for use in geochemistry. Geoch. Cosmoch. Acta. 34: 945-956.
- WILSON, J. L. - 1975 - Carbonate facies in geologic history. Berlin, Springer-Verlag. 471p.
- WOLF, K. H. - 1965 - Gradational sedimentary products of calcareous algae. Sedimentology. 5: 1-37.
- YARIV, S.; CROSS, H. - 1979 - Geochemistry of colloid systems; for earth scientists. Berlin, Springer-Verlag. 450p.
- YUDOVICH, Y. E. - 1980 - Geochemistry of carbonate rocks. Geoch. Inter. 17 (3): 167-173.

A N E X O S

ANEXO 02

Concentração de Alguns Elementos Químicos do Furo AV-06-PA.

PROF. ELEM.	MgO (%)	K ₂ O (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Mn (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)
*20,15	1.45	4.01	1.83	77	65	183
*21,70	19.15	0.17	0.68	302	56	102
24,00	21.00	0.32	1.23	589	6	96
25,40	18.90	1.50	0.77	426	34	465
25,85	5.39	0.36	2.00	201	275	97
*27,20	7.79	2.86	2.17	240	102	165
27,70	2.32	2.50	1.60	155	6	114
28,95	0.37	0.10	0.17	248	8	233
29,25	0.35	0.12	0.21	232	53	272
32,15	16.73	0.41	0.91	317	39	170
33,40	4.98	3.47	2.94	155	22	171
34,70	0.87	2.68	1.54	77	155	63
37,00	3.48	0.78	0.71	271	10	606
38,35	2.69	3.16	2.46	209	145	215
38,75	4.93	1.38	5.09	155	34	333
40,10	18.90	0.52	1.03	279	5	134
41,40	11.19	2.52	2.69	287	26	187
43,05	3.17	0.48	0.60	225	10	391

*Amostras excluídas do estudo.

ANEXO 02 - continuação -

Concentração de Alguns Elementos Químicos do Furo AV-06-PA

PROF. ELEM.	MgO (%)	K ₂ O (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Mn (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)
46,55	2.32	2.31	1.49	209	21	306
47,10	7.04	3.12	3.26	209	24	144
47,85	5.18	0.83	1.83	170	32	243
*49,90	1.88	2.45	1.55	155	241	301
52,20	0.89	0.36	0.34	139	19	287
54,30	8.53	2.80	2.63	356	36	1343
55,40	18.32	0.41	1.06	325	10	141
*56,85	7.83	1.10	1.34	256	8	192
58,60	1.03	1.05	0.60	170	8	531
60,50	19.73	0.07	1.03	395	162	65
61,70	0.49	0.37	0.43	201	66	231
63,45	2.28	0.03	0.10	46	26	294
64,20	2.55	0.78	0.34	310	9	553
64,95	18.57	0.02	0.86	550	232	183
66,60	16.16	0.06	0.66	287	31	61
67,10	15.00	0.60	1.49	372	22	61
68,45	17.08	0.49	1.03	387	166	81
69,50	0.79	0.40	0.48	217	10	372
72,85	0.54	0.11	0.34	356	18	322

*Amostras excluídas do estudo.

Concentração de Alguns Elementos Químicos do Furo AV-06-PA

PROF. ELEM.	MgO (%)	K ₂ O (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Mn (ppm)	Zn (ppm)	Sr (ppm)
73,65	2.67	2.04	2.11	372	35	211
74,35	0.91	0.78	1.26	310	23	453
*74,80	3.02	3.39	3.18	496	162	174
*75,45	1.78	4.68	2.63	77	52	76
*76,45	0.66	1.98	0.77	395	11	387
*77,30	0.89	2.52	3.52	77	402	108
*80,05	1.01	3.26	3.14	46	26	128
*84,20	4.06	2.51	1.46	418	20	110

*Amostras excluídas do estudo.

F O T O S

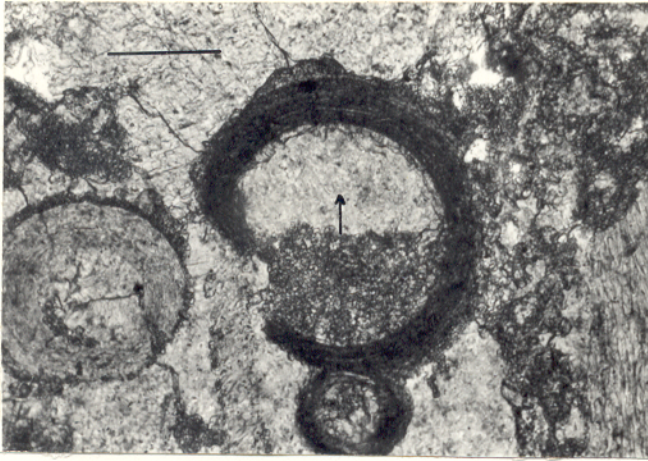


Foto 01 - Estrutura geo
petal em espinho de braq
quiópode. O topo da cam
ada está indicado pel
a seta. Furo AV-19-PA.
62,95m. Obj. 10X. Nicóis
//. Barra=100µm.

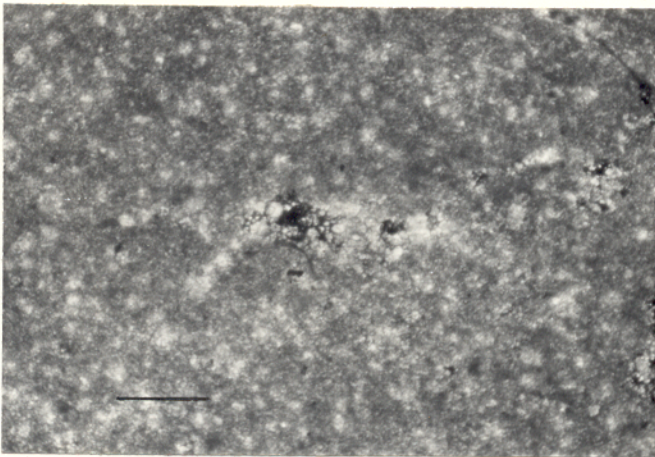


Foto 02 - Neomorfismo
porfiróide agradante,
onde observa-se um níti
do aumento do tamanho do
cristal para o centro
da foto. Furo AV-06-PA.
42,30m. Obj. 2,5X. Nic
óis X. Barra=350µm.



Foto 03 - Cimento "A"
serreado na porção int
erna de um ostracode.
Furo AV-06-PA. 50,10m.
Obj. 25X. Nicóis //. Barr
a=350µm

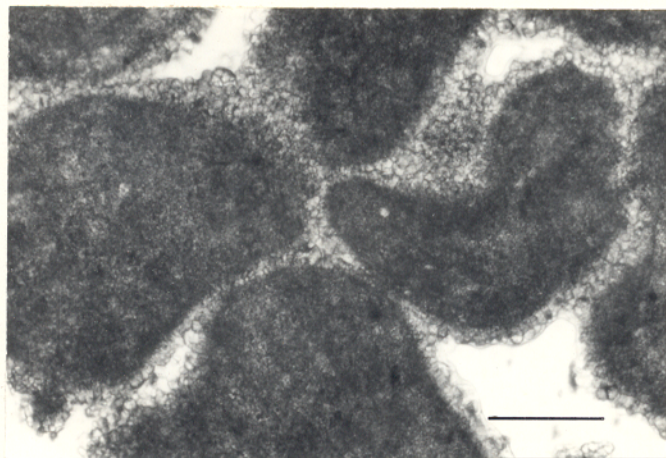


Foto 04 - Cimento granular "A" rodeando pelóides que chegam a fechar parcialmente o espaço intergranular. Furo AV-06-PA. 62,40m. Nicóis // . Obj. 10X. Barra=100µm

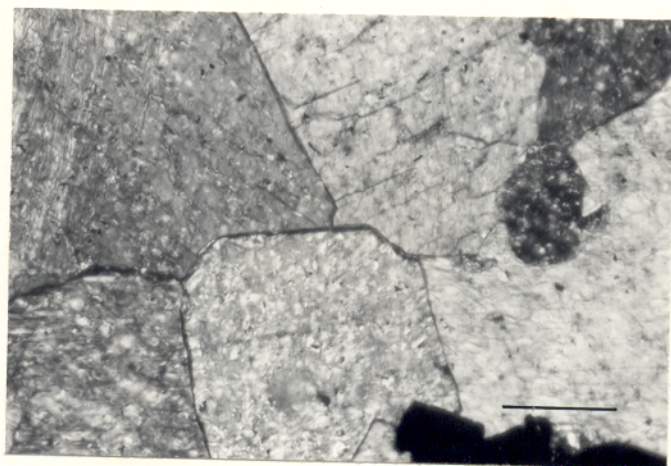


Foto 05 - "Enfacial Junction" no cimento "B", furo AV-19-PA. 63,00m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

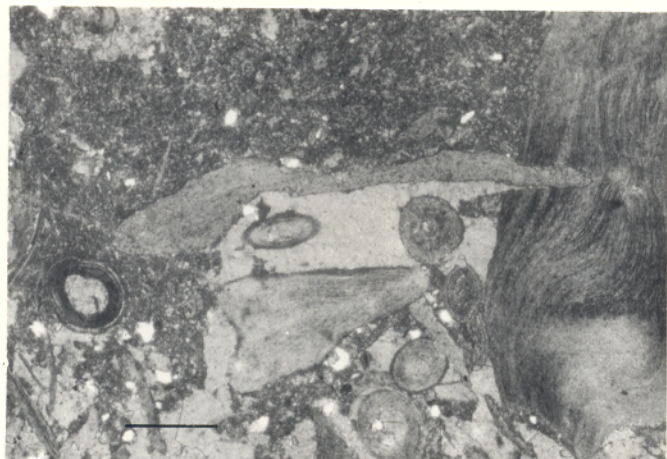


Foto 06 - Fragmentos de braquiópodes formando "um brella", que favorecema uma posterior cimentação. Furo AV-06-PA. 72,85m. Nicóis // . Obj. 2,5X. Barra=350µm

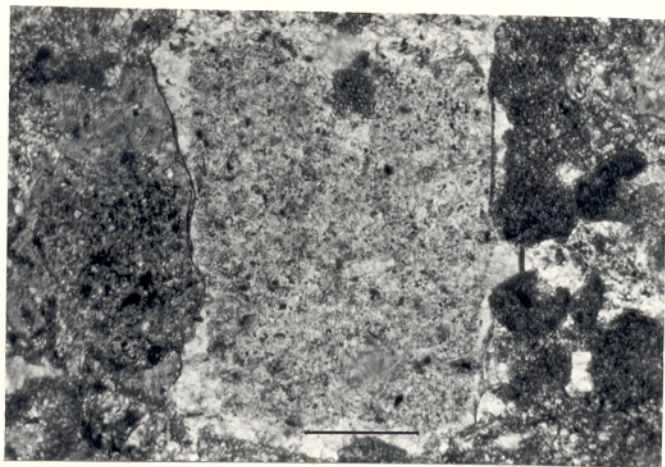


Foto 07 - "Rim Cement,"
em equinoderma, pouco
evoluído. Furo AV-19-
PA. 20,70m. Nicóis X.
Obj.10X. Barra=100µm

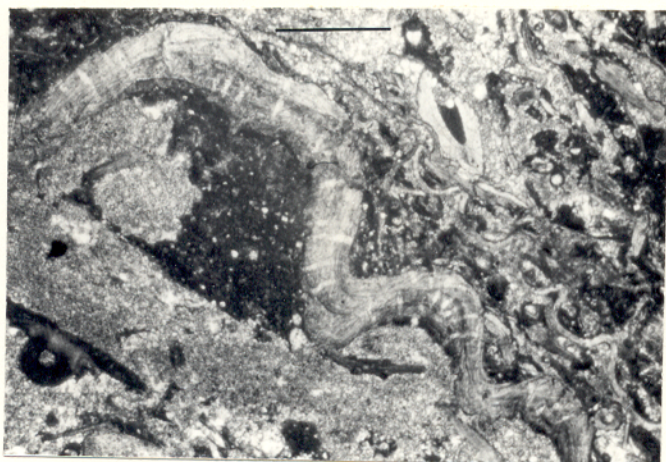


Foto 08 - Fragmento de
braquiópode mostrando
microestrutura fibro
sa, com pequeninos ca
nais transversais, pre
enchidos por calcita. Fu
ro AV-06-PA. 73,65m. Ni
cóis //. Obj.1X. Barra= 1um



Foto 09 - Fragmento de
braquiópode mostrando
dois tipos de estru
tas, sendo a da esquerda
fibrosa e a da direita
prismática, separadas
por um plano bem delimi
tado. Furo AV-06-PA.
73,65m. Nicóis //. Obj.
2,5X. Barra=350µm

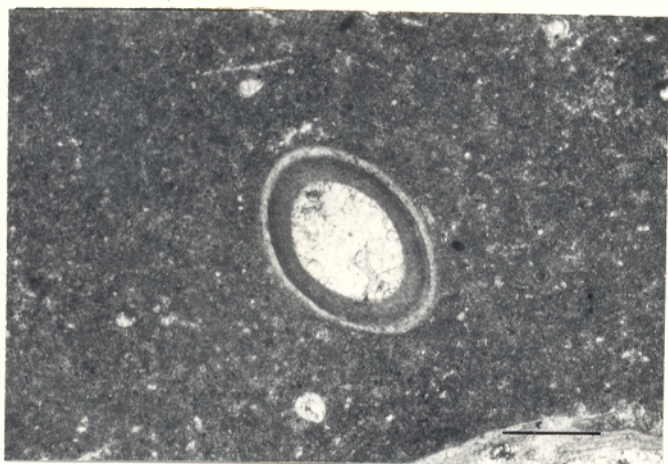


Foto 10 - Espinho de braquiópode em micrito, mostrando estrutura interna concêntrica e a camada externa com fibras radiais. Furo AV-06-PA. 63,15m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

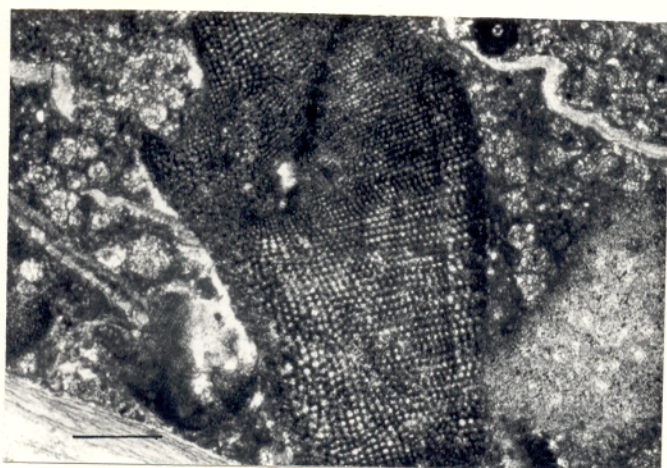


Foto 11 - Fragmento de equinoderma apresentando típica estrutura em "peneira". Furo AV-06-PA. 73,65m. Nicóis //. Obj. 2,5 X. Barra=350µm

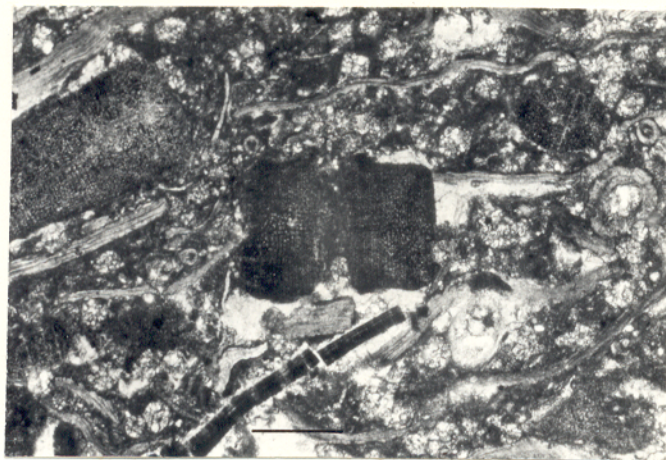


Foto 12 - Fragmento de equinoderma mostrando canal central (lumen) preenchido por micrito. Furo AV-06-PA. 73,65m. Obj. 2,5X. Nicóis //. Barra=350µm

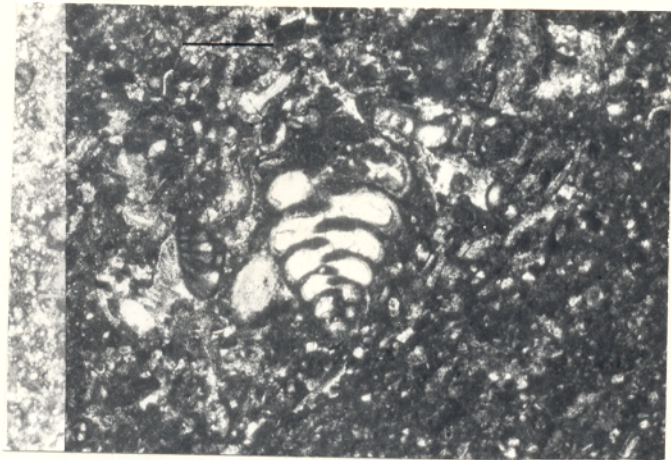


Foto 13 - Foraminífero com câmaras bisseriais preenchidas por cimento calcítico. Furo AV-19-PA. 22,95m. Nicóis //. Obj. 2,5X Barra=350µm

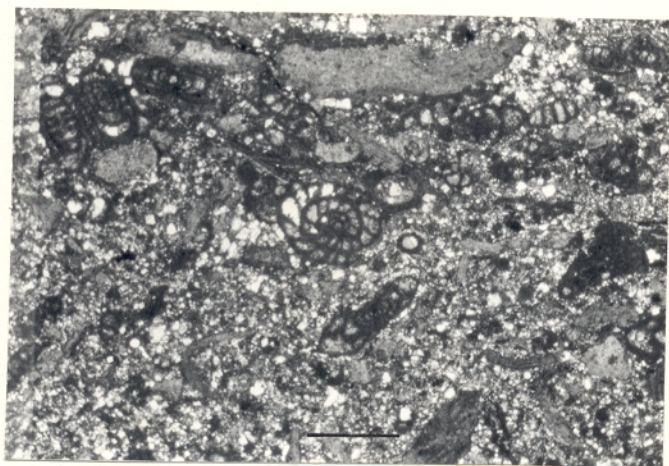


Foto 14 - Foraminífero em seção sagital, (centro da foto), com câmaras parcialmente preenchidas por calcita e dolomita (clara). Furo AV-06-PA. 36,95m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

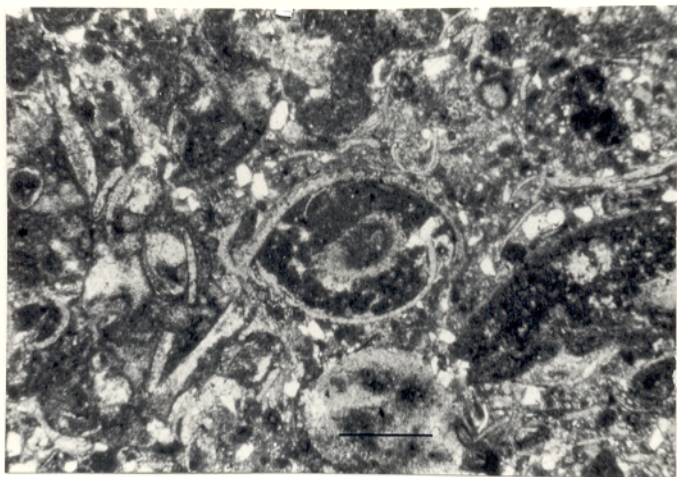


Foto 15 - Ostracode mostrando a típica sobreposição das valvas com seu interior preenchido pela matriz. Furo AV-06-PA. 34,60m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm



Foto 16 - Diversos fragmentos de briozoários, mostrando as zoécias preenchidas por calcita esparítica. Furo AV-06-PA. 59,00m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm.

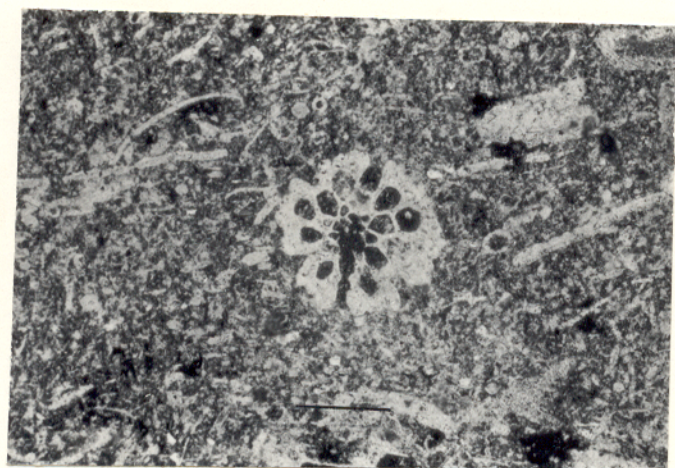


Foto 17 - Fragmento de briozoário quase que totalmente silicificado, com algumas zoécias preservando o cimento calcítico (escuro). Furo AV-06-PA. 38,20m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm.



Foto 18 - Fragmento de trilobita em forma de "cajado", com típica extinção em varredura. Furo AV-06-PA. 74,35m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm

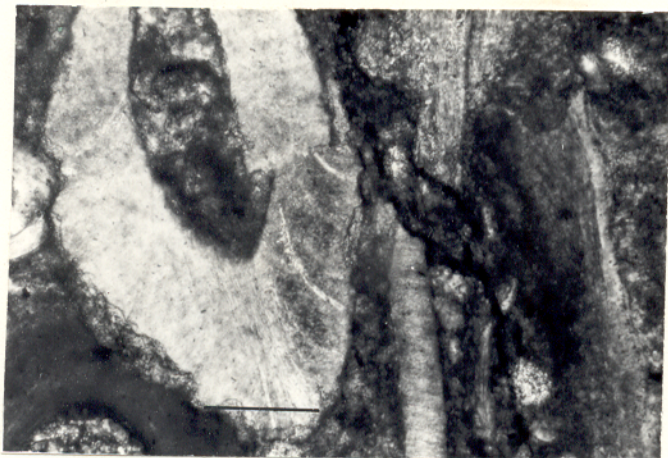


Foto 19 - Fragmento de trilobita, mostrando pequenos canaliculos perpendiculares a superfície da carapaça e preenchidos por calcita. Furo AV-06-PA. 74,35m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

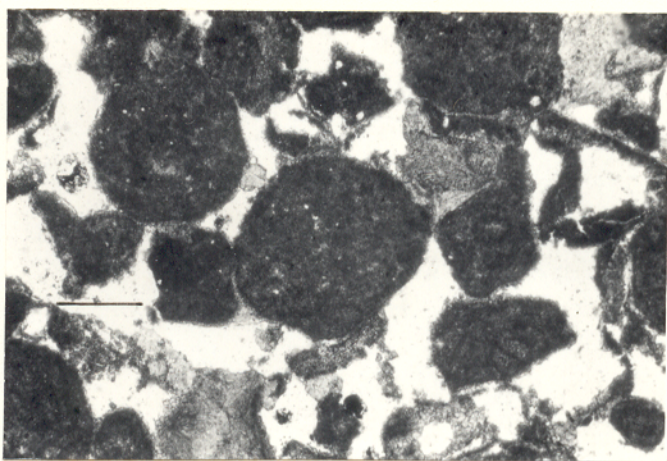


Foto 20 - "Limeclasts" algais(?) conservando ainda algo do seu aspecto "celular". Furo AV-06-PA. 62,40m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

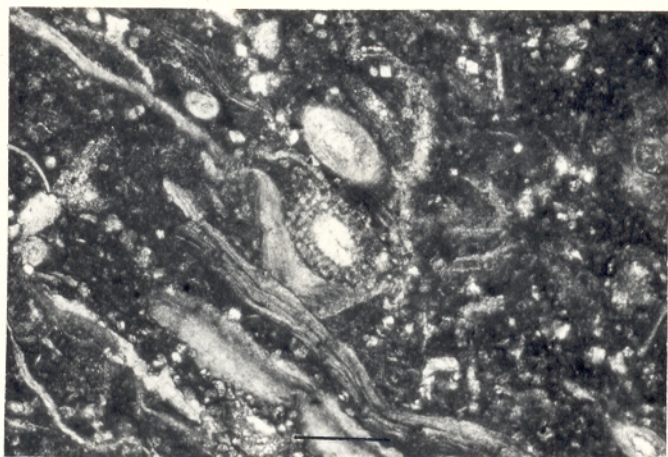


Foto 21 - Fragmento algaço (?) no centro da foto onde observa-se uma estrutura radial simétrica preenchida por calcita. Furo AV-06-PA, 59,00m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

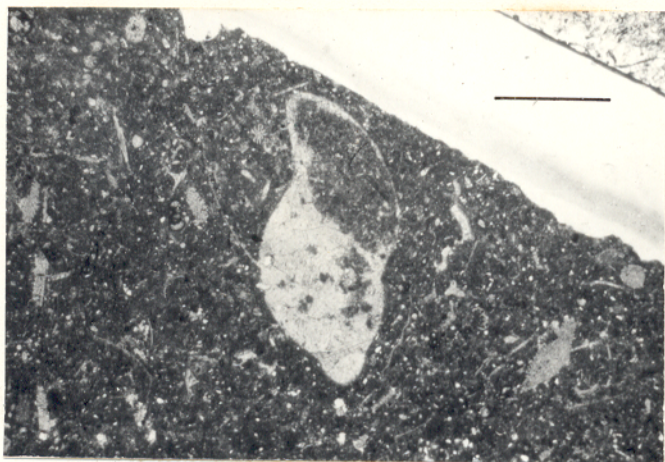


Foto 22 - Seção longitudinal de um gastrópode com a carapaça original dissolvida e substituída por cimento calcítico. Furo AV-19-PA. 42, 25m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm.

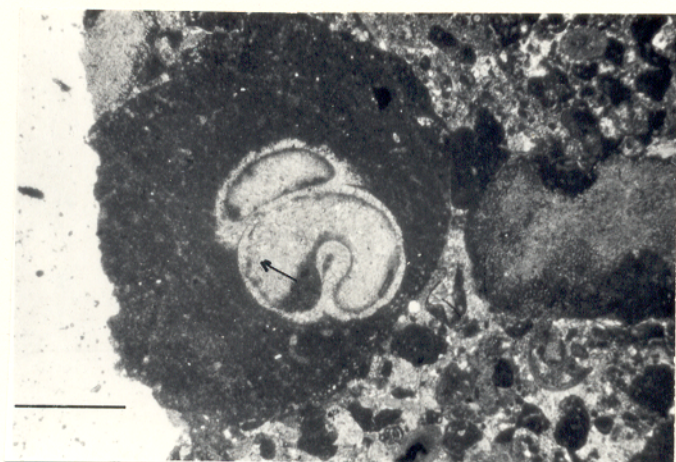


Foto 23 - Seção transversal de gastrópode em um intraclasto. Observa-se estrutura geopetal formada pela matriz micrítica e o cimento. O topo original está indicado pela seta. Furo AV-19-PA. 53,85m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm.

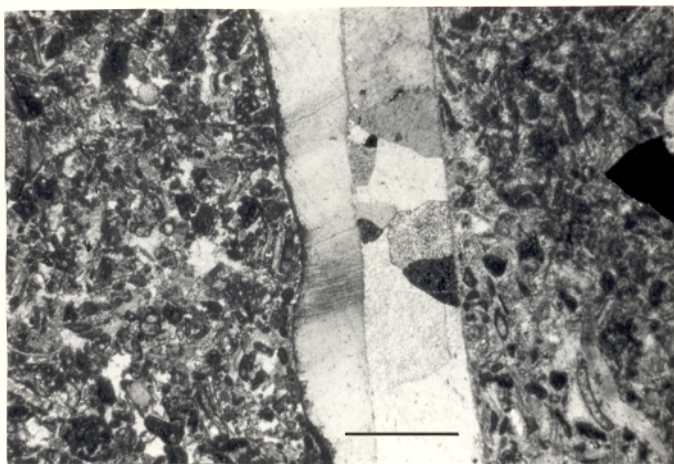


Foto 24 - Fragmento de bivalve mostrando duas camadas distintas de concha. A camada externa conserva a estrutura fibrosa original, enquanto a camada interna foi obliterada pela inversão aragonita/calcita. Destaque-se o conspícuo "envelope micrítico". Furo AV-35-PA. 2,35m. Nicóis X. Obj. 1X. Barra=1mm.

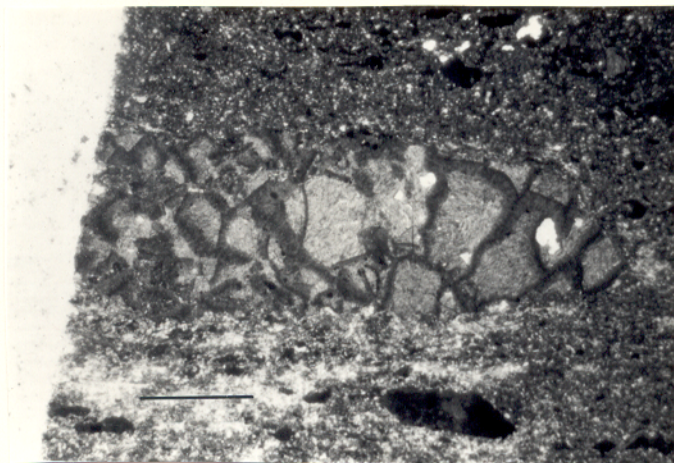


Foto 25 - Fragmento de coral com os corálitos preenchidos por cimento. Furo AV-19-PA. 53, 20m. Nicóis //. Obj.1X. Barra=1mm.

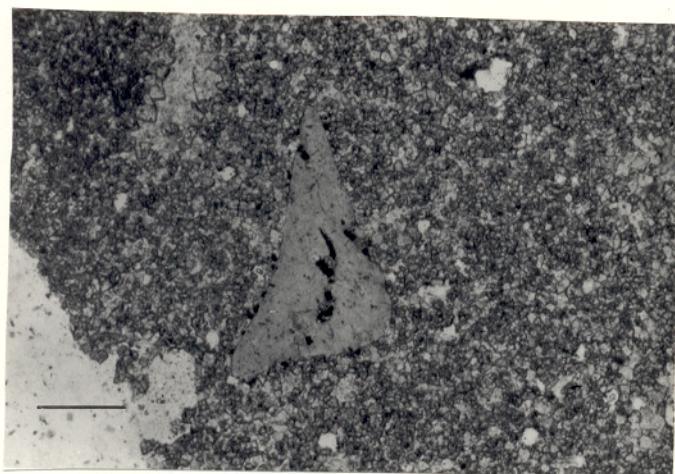


Foto 26 - Fragmento fosfático de forma subtrigona angular, atribuído a conodonte, dentro de um dolomito finamente cristalino. Furo AV-06-PA. 32,10m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

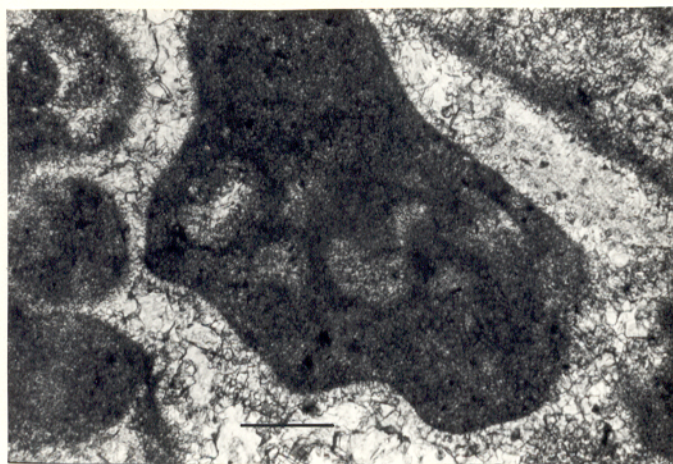


Foto 27 - Intraclasto em forma de "aggregates", cujos constituintes fósseis não puderam ser identificados. Destaque-se o conspícuo cimento externo "A". Furo AV-06-PA. 34,60m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

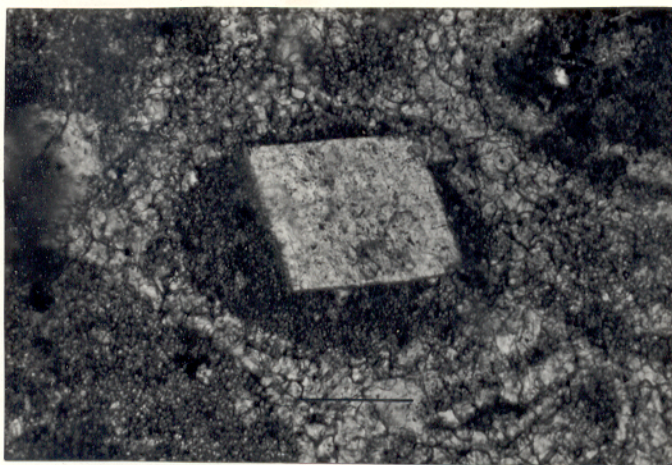


Foto 28 - Pelóide par
cialmente substituído '
por cristal de dolomi
ta. Furo AV-19-PA. 19,
10m. Nicóis //. Obj.10X.
Barra=100µm

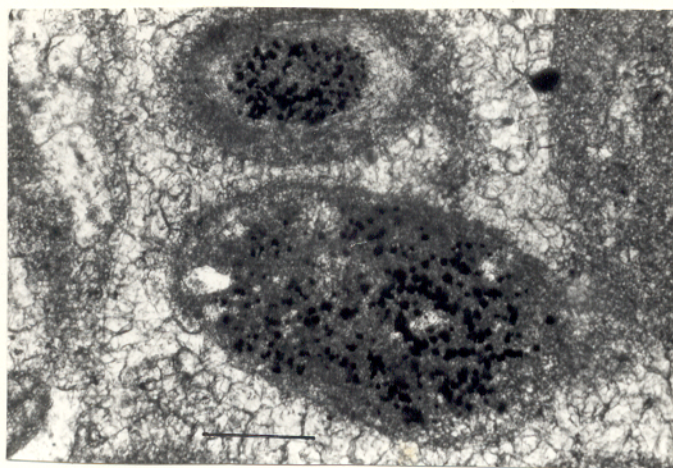


Foto 29 - Pelóides par
cialmente substituídos
por pirita e "glauconie"
em grainstone. Furo AV-
19-PA. 19,10m. Nicóis
//. Obj. 10X. Barra=
100µm

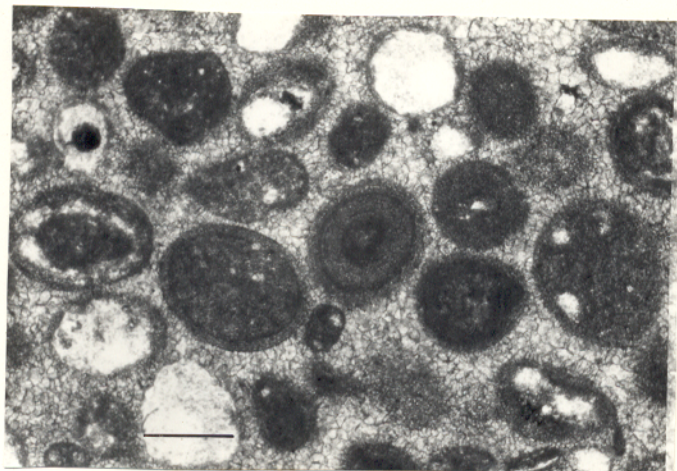


Foto 30 - "Superficial
ooids" e pelóides, for
mando grainstones. Os
núcleos dos oólitos são
pelóides. Furo AV-19-
PA. 37,95m. Nicóis //.
Obj. 2,5X. Barra=350µm

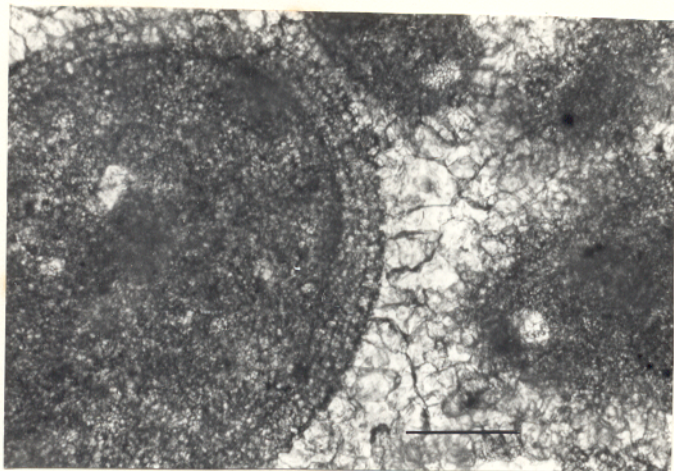


Foto 31 - Detalhe da foto anterior onde se observa três camadas concêntricas envolvendo o pelóide. Furo AV-19-PA. 37,95m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100 μ m

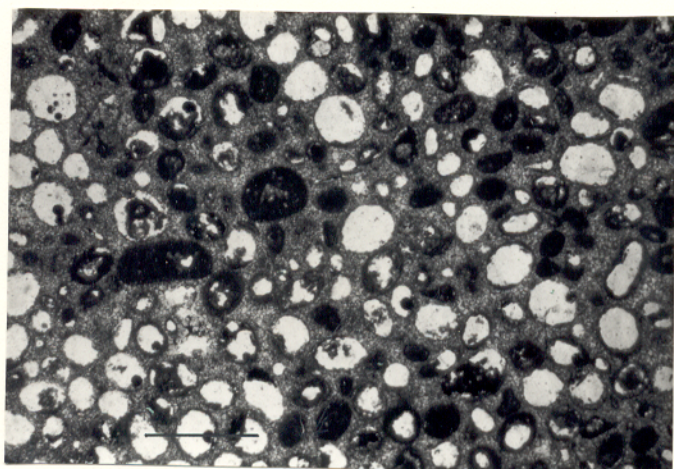


Foto 32 - Porosidade mólida, atribuída a dissolução de pelóides e/ou oólitos. Furo AV-19-PA. 37,95m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm.

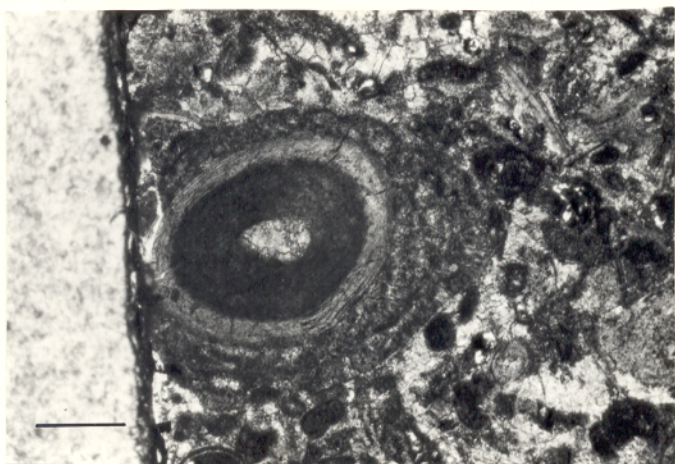


Foto 33 - Oncólito onde se observa um espinho de braquiópode envolvido por alga. Furo AV-35-PA. 2,35m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350 μ m

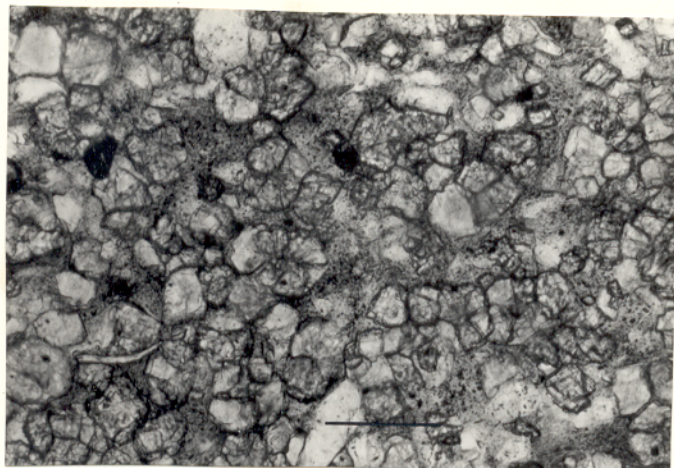


Foto 34 - Dolomito media
namente cristalino com
cristais euhedrais a
subhedrais de bordos
arredondados e cimentau
dos por sílica. Furo
AV-19-PA. 65,80m. Ni
cóis //. Obj. 10X. Bara
ra=100µm

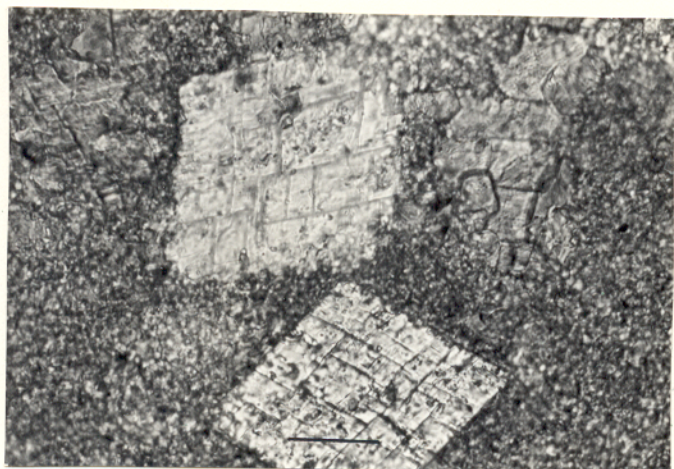


Foto 35 - Cristais eu
hedrais de dolomita, cliu
vagem bem pronunciada,
com inclusões de calciu
ta (pontuações escuras).
Furo AV-06-PA. 57,35m
Nicóis //. Obj. 25X.
Barra=35µm

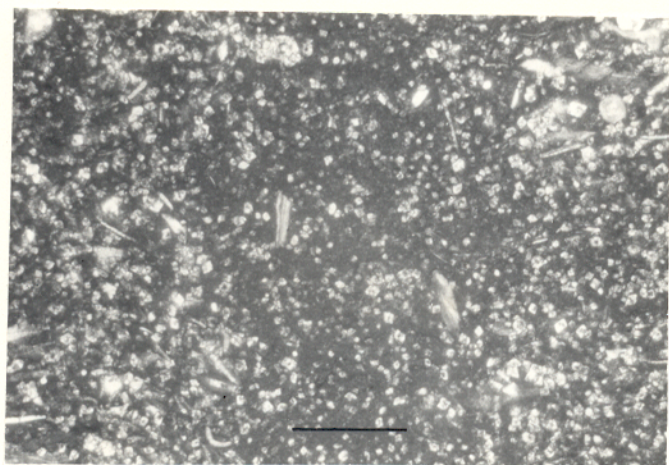


Foto 36 - Textura porfiu
rotópica, com cristais
de dolomita uniformemenu
te distribuídos dentro
de uma matriz micrítiu
ca. Furo AV-35-PA. 13,
70m. Nicóis //. Obj. 1X.
Barra=1mm

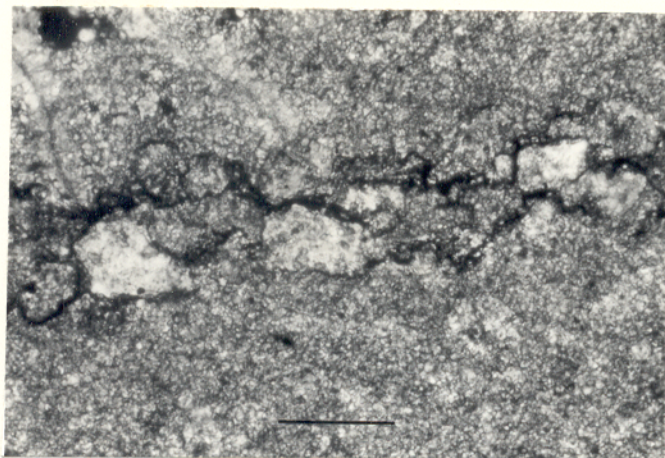


Foto 37 - Romboedros de dolomita truncados pe los estilólitos. Em al gumas porções os estilólitos estão interconectados. Furo AV-19-PA. 32,05m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

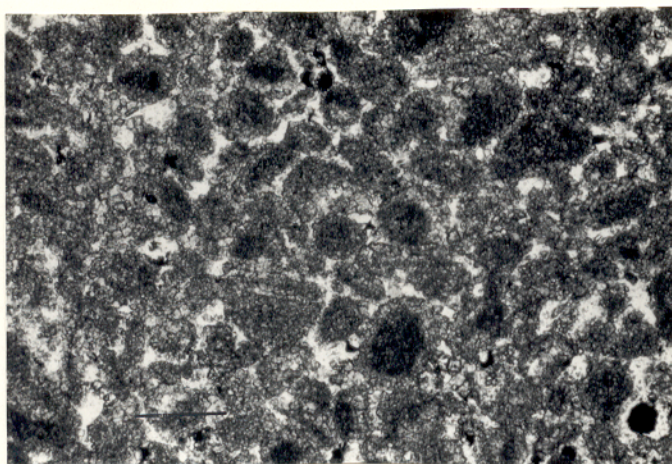


Foto 38 - Pelosparito totalmente dolomitizado, com os menores cristais substituindo os aloquímicos. Furo AV-06-PA. 64,95m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

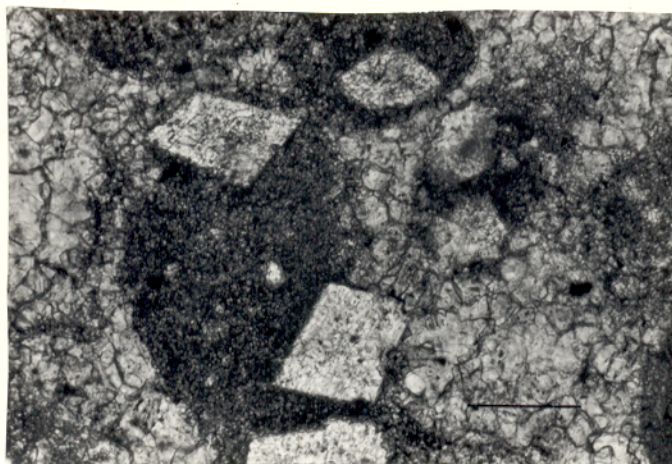


Foto 39 - Cristais de dolomita mostrando uma pretensa seletividade de substituição aos pé loides em "grainstone". Furo AV-19-PA. 19,10m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm

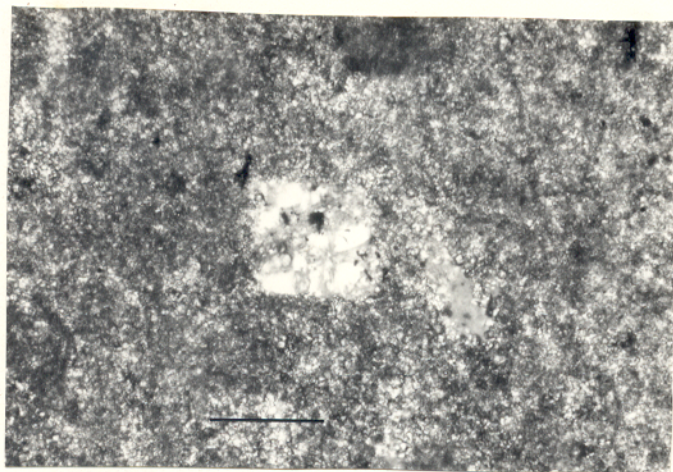


Foto 40 - Romboedro de dolomita substituído por quartzina, em dolomito cristalino muito fino. Furo 06-PA. 44,70m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

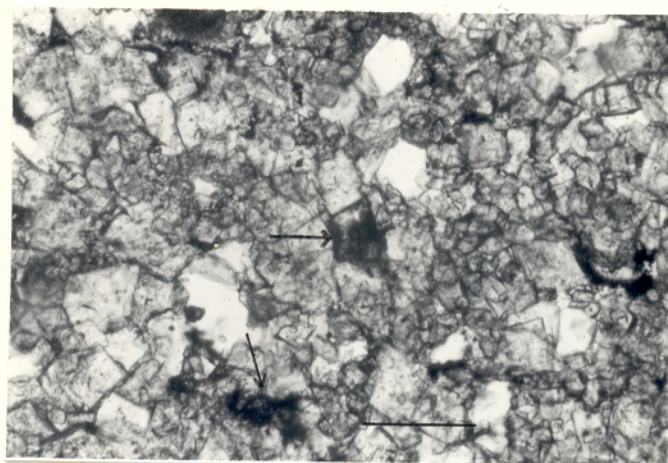


Foto 41 - Cristais de fluorita, (mais escuro, no centro da foto), subhedrais, associados a dolomita epigenética. Furo AV-19-PA. 46,75m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm

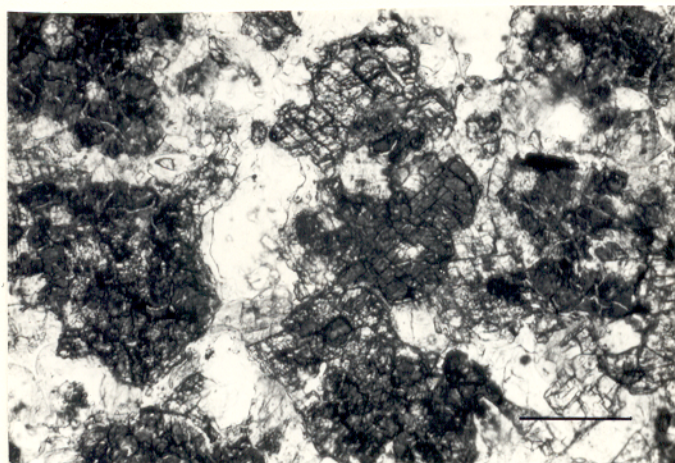


Foto 42 - Cristais de dolomita parcialmente e totalmente desdolomitizados sem um padrão de finido (dolomita=claro; calcita=escura). Furo AV-35-PA. 23,28m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm

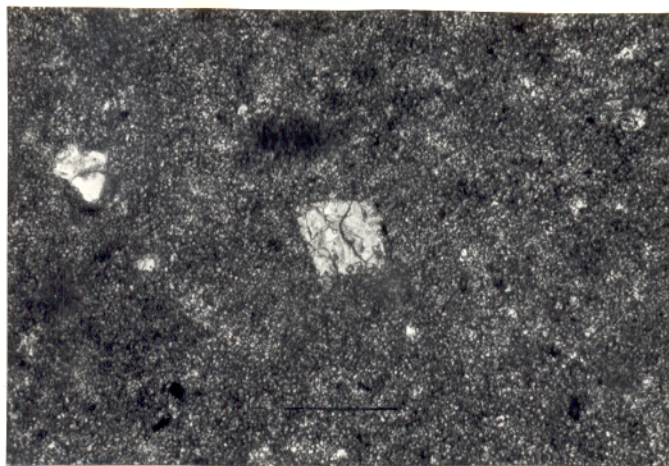


Foto 43 - Romboedro originalmente de dolomita substituído por calcita, em uma matriz micrítica. Furo AV-06-PA. 63,15m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm

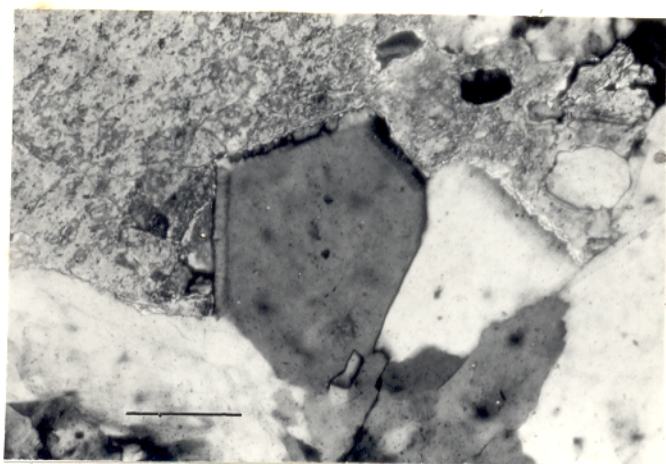


Foto 44 - Megaquartzo autigênico poligonal com sobrecrecimento nos bordos. Furo AV-06-PA. 29,20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

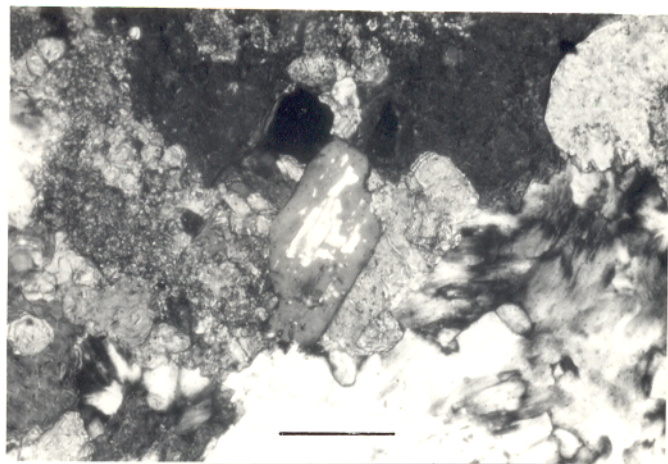


Foto 45 - Quartzo autigênico com inclusões de anidrita(?). Furo AV-06-PA. 29,20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

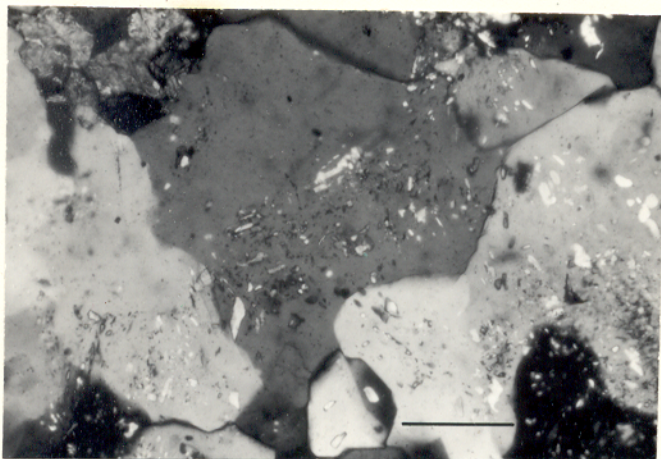


Foto 46 - Cristais de quartzo autigênico com inclusões de carbonatos e minerais evaporíticos (?). Furo AV-06-PA. 29, 20m. Nicóis X. Obj. 10X. Barra=100µm

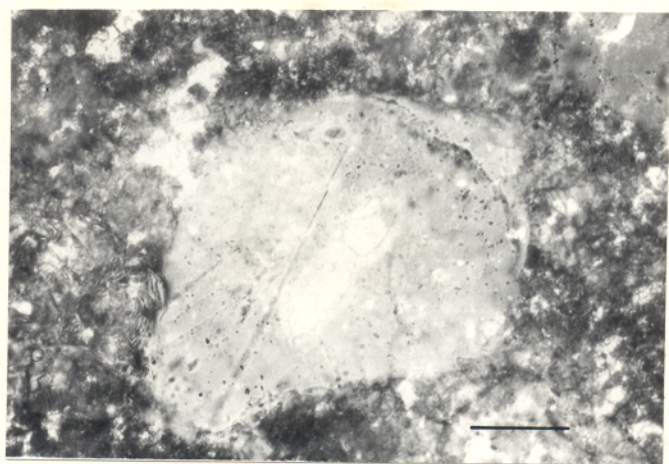


Foto 47 - Sobrecrecimento em grão de quartzo de 'trítico individualizado' pelo alinhamento de inclusões nos bordos do grão. Furo AV-06-PA. 76, 45m. Nicóis X. Obj. 25X. Barra=35µm.

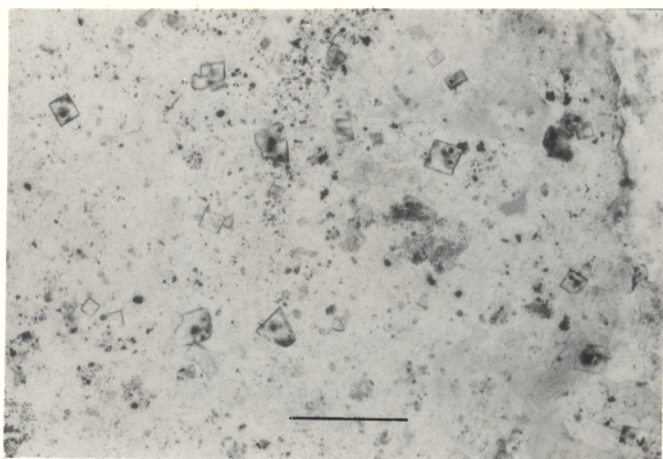


Foto 48 - Cubos de fluorita preservados dentro do microquartzo. Furo AV-19-PA. 22,40m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra=100µm

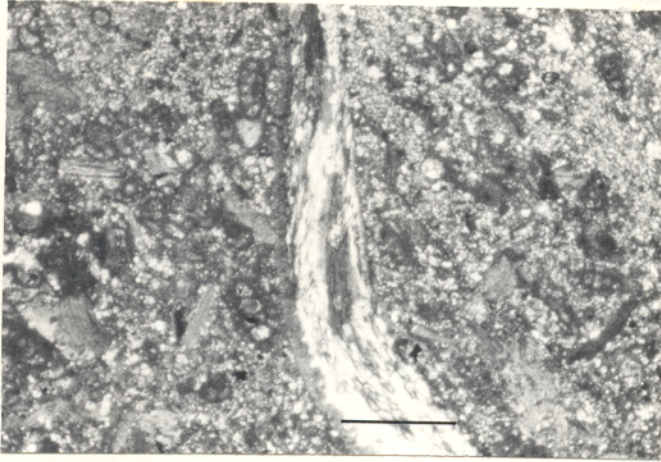


Foto 49 - Fragmento de braquiópode substituído homaxialmente por calcedonita. Furo AV-06-PA. 36,95m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm

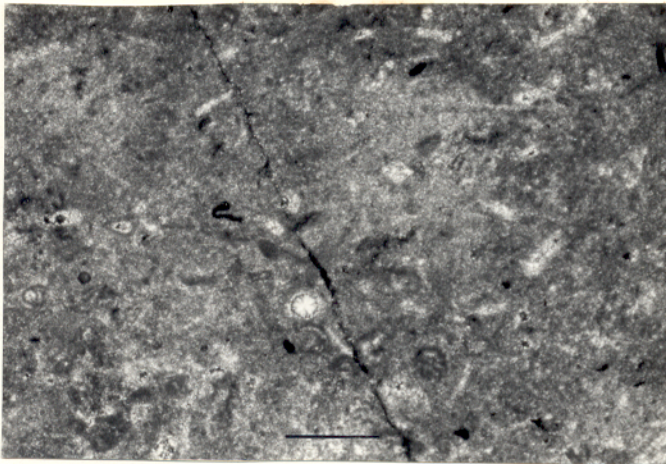


Foto 50 - Esferulito de quartzina em matriz micrítica. Furo AV-06-PA. 44,70m. Nicóis X. Obj. 2,5X. Barra=350µm

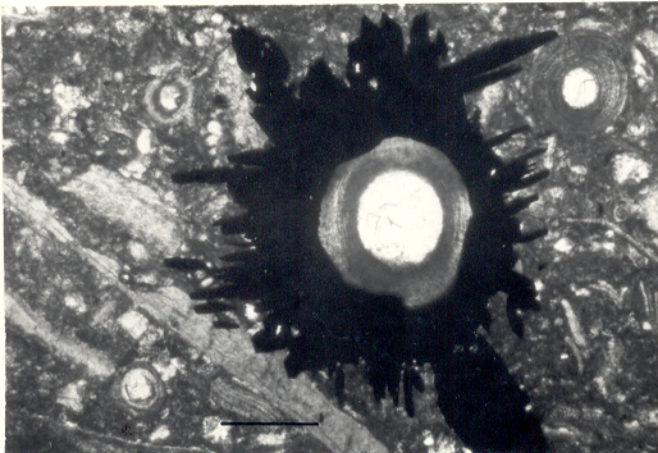


Foto 51 - Pirita autigênica de forma radial, cujo núcleo é um espinho de braquiópode. Furo AV-06-PA. 74,35m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

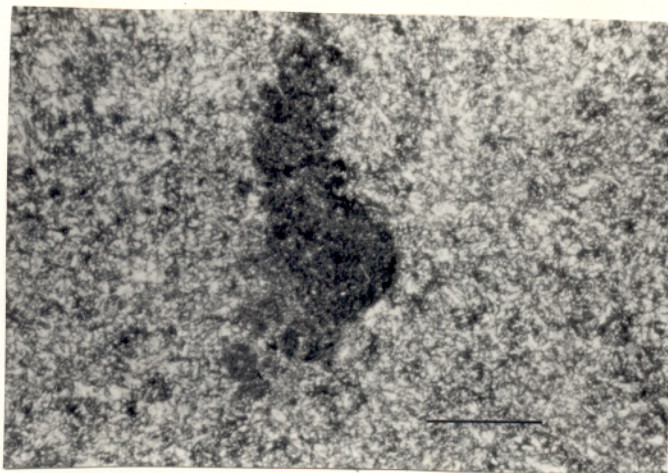


Foto 52 - Manchas de pí
rita fina, distribuída
dentro da massa sílica
sa. Furo AV-19-PA. 22,
40m. Nicóis X. Obj. 1X.
Barra=1mm.



Foto 53 - Estilólito do
tipo simples, (em baixo)
mostrando o plano de es
tilolitização preenchi
do por material argilo
so, além da contrastante
diferença entre o mate
rial situado abaixo e
acima desse plano. Em ci
ma estilólitos interco
nectados. Furo AV-06-PA.
59,00m. Nicóis X. Obj.
2,5X. Barra=350µm

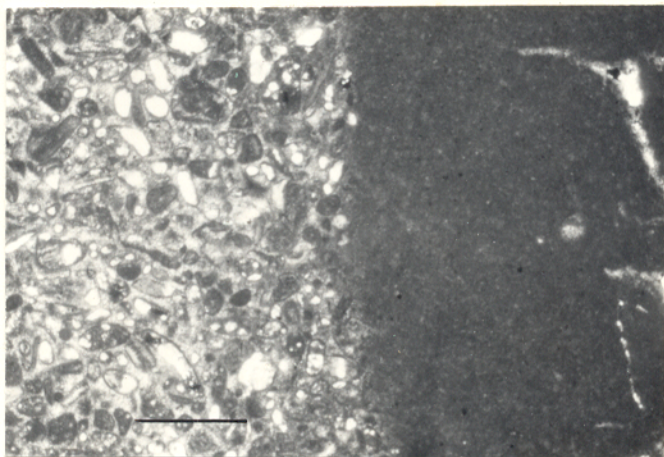


Foto 54 - Brusca mudança
textural de um grains
tone paramudstone. A pre
sença do mudstone é atri
buída, provavelmente, a
processos de bioturbação.
Furo AV-19-PA. 56,35m. Ni
cóis //. Obj. 10X. Barra=
100µm

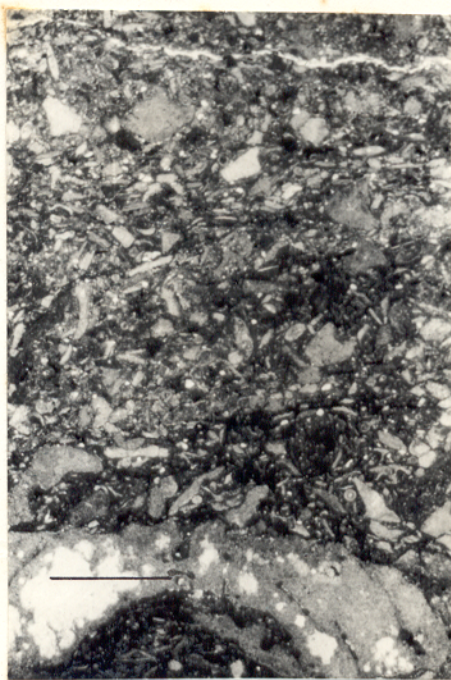


Foto 55 - Microfacies padrão 9, representada por biomicrito com textura packstone e bioclastos distribuídos homogeneamente. Furo AV-06-PA.26, 30m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm.

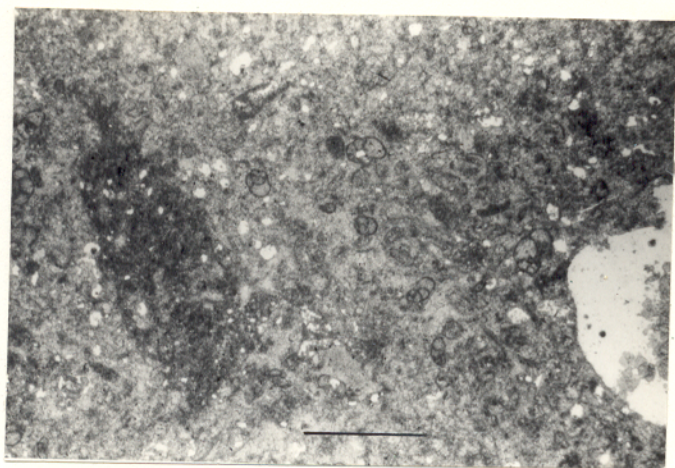


Foto 56 - Microfacies padrão 8, representada por biogênicos bem preservados (foraminíferos) espalhados em arcabouço aberto. Furo AV-19-PA.14, 65m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm

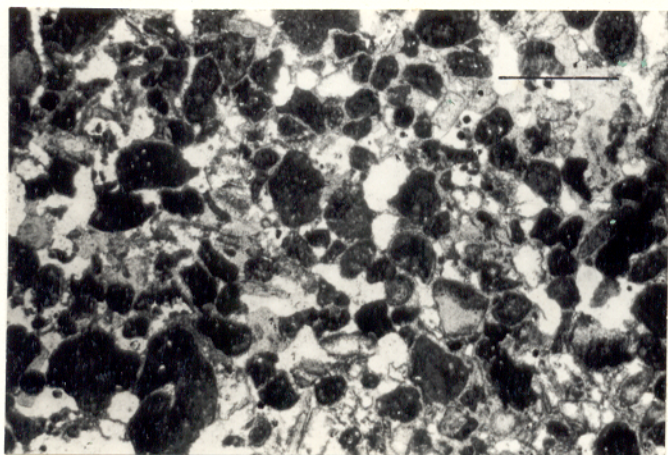


Foto 57 - Microfacies padrão 17, representada por biointraparites, localmente formando agregados, em arcabouço fechado. Furo AV-06-PA.62, 40m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm

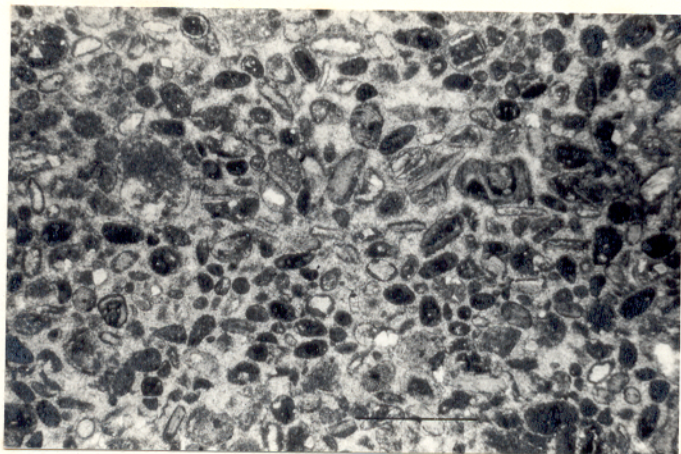


Foto 58 - Microfacies pa
drão 16. Está represen
tada por biopel intraespa
rito em arcabouço fecha
do. Furo AV-19-PA. 19,
10m. Nicóis //. Obj. 1X.
Barra=1mm

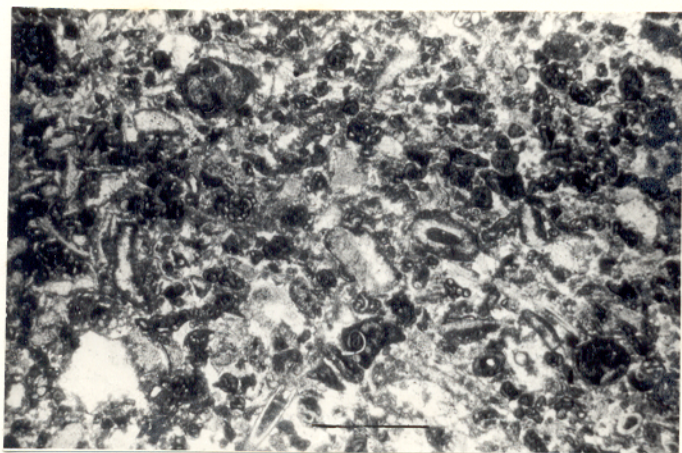


Foto 59 - Microfacies pa
drão 18. Caracteriza-se
por foramintraesparito em
arcabouço fechado. Furo
AV-06-PA. 69,95m. Nicóis
//. Obj. 1X. Barra=1mm

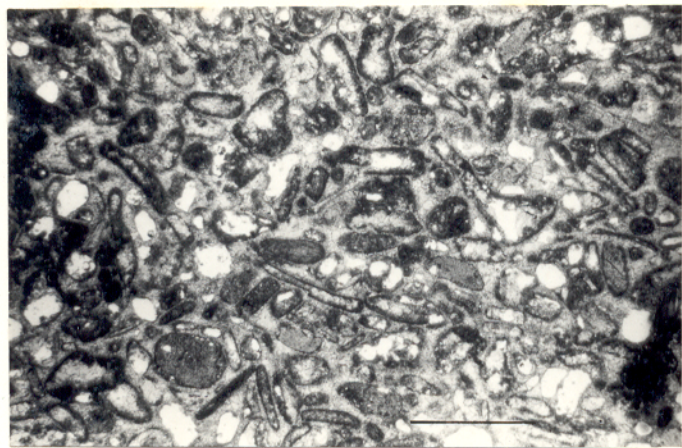


Foto 60 - Microfacies pa
drão 11. Caracteriza-se
por apresentar bioclastos
micritizados, dispostos
num arcabouço "grain sup
port". Furo AV-06-PA. 60,
90m. Nicóis //. Obj. 1X.
Barra=1mm

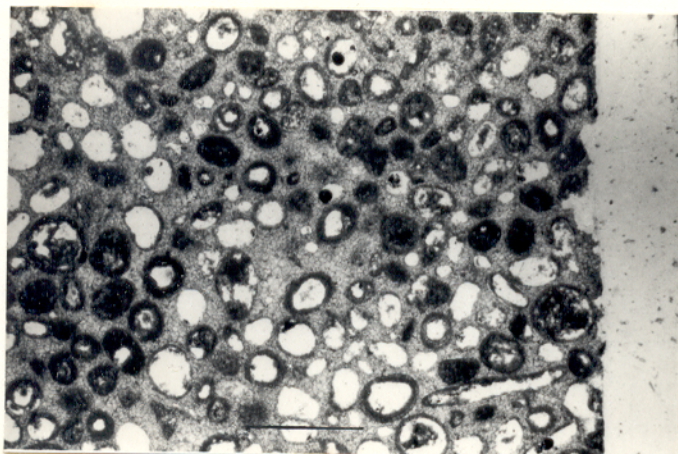


Foto 61 - Microfacies padrão 15. Trata-se de oopelesparito em arcabouço tipo "grain support" (os claros da foto são oólitos ou pelóides dissolvidos). Furo AV-19-PA. 37,95m, Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm

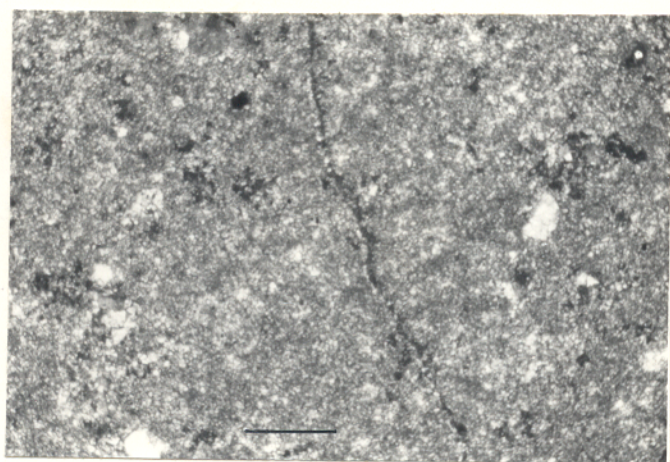


Foto 62 - Fratura diagénética preenchida por cimento "B", estando localmente substituída pela dolomita. Furo AV-19-PA. 51,55m. Nicóis //. Obj. 2,5X. Barra=350µm

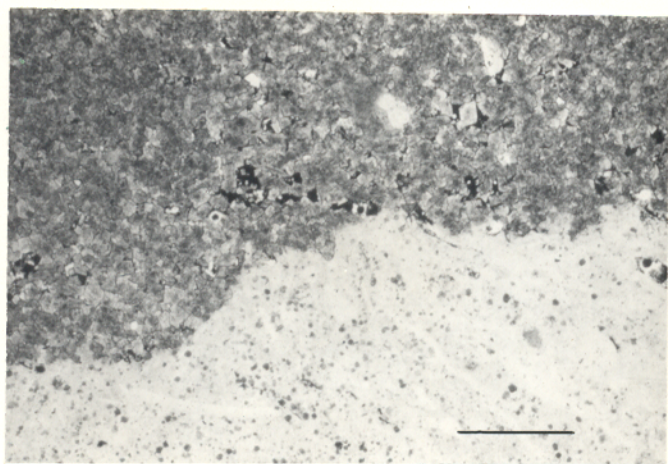


Foto 63 - Dolomitização interrompida pela silicificação. Observa-se a diferença entre o tamanho dos romboedros (escuro) dentro e fora da massa silicosa (clara). Furo AV-19-PA. 32,80m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra=1mm

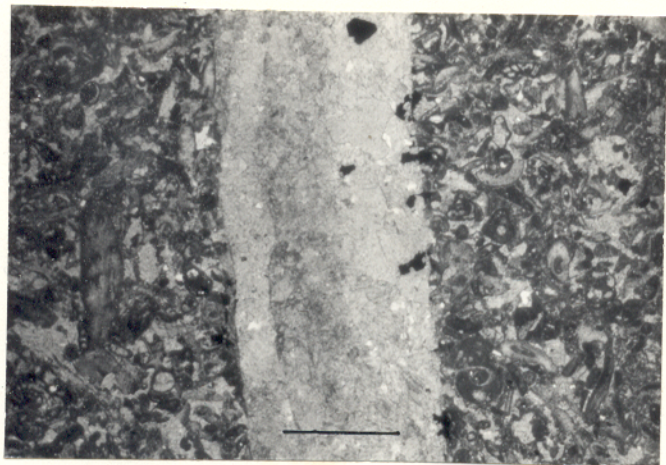


Foto 64 - Fratura bastante retilínea, preenchida por cimento "B", mostrando cristais de pirita substituindo tanto a matriz como o cimento, Furo AV-19-PA. 63,00m. Nicóis //. Obj. 1X. Barra= 1mm

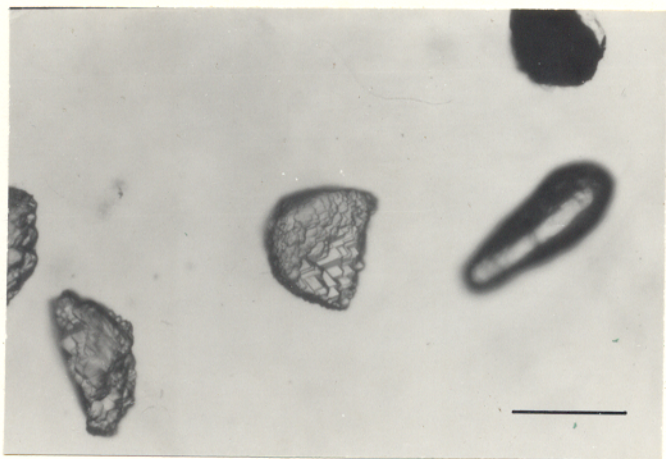


Foto 65 - Granada mostrando ataque químico, demonstrado pela presença de cavidades triangulares bem ordenadas em relação aos romboídeos de caedros. Ao lado direito um grão de zircão. Furo AV-06-PA. 76,35m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra= 100µm

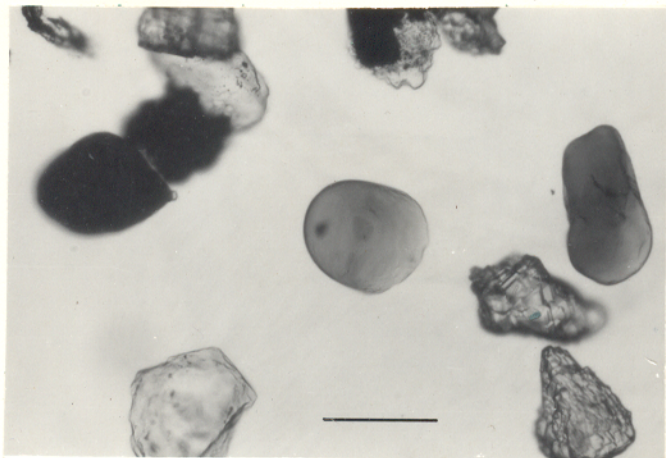


Foto 66 - Grão de turmalina esverdeado bem arredondado. Observe ainda a presença de granada, opaco e quartzo. Furo AV-06-PA. 76,35m. Nicóis //. Obj. 10X. Barra= 100 µm



Foto 67 - Grão de zir
cão alongado e zonado.
Furo AV-06-PA. 76,35m.
Nícois X. Obj. 10X. Bar
ra=100μm