



**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E ISOTÓPICA
DOS EVAPORITOS DO MEMBRO IPUBI, BACIA DO ARARIPE,
NORDESTE DO BRASIL**

Porto Alegre, 2014

Fabia Emanuela Rafaloski Bobco

**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E ISOTÓPICA DOS
EVAPORITOS DO MEMBRO IPUBI, BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO
BRASIL**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador (a): Prof. (a) Dr.(a) Karin Goldberg

Supervisor (a): Geóloga Tatiana Pastro Bardola

Porto Alegre, 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**Reitor:** Carlos Alexandre Netto**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS****Diretor:** André Sampaio Mexias**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Bobco, Fabia Emanuela Rafaloski

Caracterização faciológica, petrográfica e isotópica dos evaporitos do Membro Ipúbi, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. / Fabia Emanuela Rafaloski Bobco. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2014. [145 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2014.

Orientador(es): Karin Goldberg

1. Bacia do Araripe. 2. Membro Ipúbi. 3. Aptiano-Albiano. 4. evaporitos. I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Veleida Ana Blank CRB 10/571

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA, PETROGRÁFICA E ISOTÓPICA DOS EVAPORITOS DO MEMBRO IPUBI, BACIA DO ARARIPE, NORDESTE DO BRASIL**”, elaborado por FABIA EMANUELA RAFALOSKI BOBCO, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Juliano Kühle

Dr. Anderson José Maraschin

MSc. Eduardo Premaor

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, por proporcionar-me a oportunidade de concluir uma graduação com qualidade e gratuitamente.

À todos os professores que dividiram conosco seu conhecimento. Aos motoristas por nos conduzirem de forma incansável pelos caminhos da Geologia.

Ao Projeto Chevron-Araripe o qual subsidiou os campos, as análises isotópicas e as lâminas petrográficas utilizadas neste trabalho. Agradeço também à toda equipe (Prof^a. Karin, Prof. Claiton, Tati, Núscia, Diego e Rafa) com a qual pude dividir momentos ótimos em lugares lindos na Chapada do Araripe. Agradeço em especial a Tati e ao Diego, os quais se tornaram pessoas muito especiais para mim graças à convivência diária.

Agradeço profundamente à minha orientadora Dra. Karin Goldberg, meu exemplo de profissional, mulher e mãe. Não há como mensurar quantos “obrigados” te devo por acreditar em mim, por dedicar-se a me ajudar todas as milhões de vezes que precisei de ti, pelas “correções”, conversas, conselhos e por toda a paciência. Este trabalho de forma alguma seria possível sem a tua colaboração. Saiba que tens a eterna gratidão da “Gringuiha”.

Como agradecer aos meus pais? Poderia passar a vida toda fazendo isto e não seria o bastante. À minha mãe “sargentona” Lucilene, a qual sem o incentivo, sem os “empurrões” eu jamais teria chegado onde cheguei e ao meu pai Alberto, que me ensinou o valor de nos doarmos à quem precisa e da simplicidade.

À minha irmã de coração Tailane por tudo que passamos juntas até hoje, que não foi pouco e por me fazer acreditar que esteja onde estivermos a nossa amizade não muda nunca. Te amo Mana!

À minha pequena grande família, meus avós (Tere, Estefano Regina e especialmente ao Vô Vasco que me protege de onde ele está), minhas tias e tio, por estarem ao meu lado desde sempre. À minha prima Mogui e meu primo Vini, obrigada por poder contar com vocês desde a nossa infância maravilhosa até hoje.

Ao meu namorado Lucas (o Vaka hehe), pessoa que “reapareceu” na minha vida, pela amizade, companheirismo e carinho. Por estar ao meu lado em todos os momentos e pela infinita dedicação em me fazer feliz.

Às minhas meninas Ana, Cris e Mel, pela linda amizade que construímos, que já superou oceanos de distância e por isso tudo desejo que seja pra vida toda. Agradeço também a Camila e a Elis por de alguma forma estarem comigo desde o começo dessa caminhada.

À todas amizades que fiz e pessoas especiais que conheci através da Geologia. Obrigada por dividirem todos os momentos que este curso, que só quem faz entende, nos proporcionou. Seria impossível listar o nome de todos, mas sintam-se agradecidos

We've come a long way to belong here...

(93 million miles - Jason Mraz)

RESUMO

As rochas evaporíticas se destacam nos estudos sedimentológicos e estratigráficos por sua frequente associação com rochas geradoras de petróleo e seu significado paleoclimático e paleoambiental. O Membro Ipubi da Formação Santana constitui uma sucessão evaporítica depositada no Aptiano-Albiano na Bacia do Araripe. Os modelos deposicionais existentes para esta unidade relacionam o Membro Ipubi ora com sua unidade sotoposta (Membro Crato), interpretada como uma sucessão lacustre, ora com sua unidade sobreposta (Membro Romualdo), composta por depósitos marinhos, o que evidencia a necessidade de melhor definição a respeito do contexto deposicional em que se formaram os evaporitos do Membro Ipubi. Sendo assim, este trabalho teve como objetivos: 1) descrever e caracterizar as texturas e estruturas macroscópicas dos evaporitos através levantamento de perfis colunares; 2) caracterizar as feições microscópicas das rochas estudadas, com o intuito de determinar os padrões texturais e composicionais que indiquem variações paleoclimáticas e deposicionais, através da petrografia quantitativa; 3) determinar as condições de temperatura e salinidade e a composição da solução que gerou os depósitos, através da análise dos isótopos de O e de S, e por fim, 4) propor um modelo deposicional para os evaporitos do Membro Ipubi, através da integração dos dados obtidos. As principais feições evaporíticas caracterizadas compreendem três fácies macroscópicas, seis estruturas, sete tipos texturais e catorze hábitos dos sulfatos (gipsita, anidrita e celestita). Dentre estes, os hábitos e as texturas de origem deposicional são anidrita nodular e gipsita paliçada e *chevron*, as quais constituem a textura laminada. Os demais sulfatos foram precipitados em condições pós-deposicionais rasas. Técnicas de difratometria de raios-X (DRX) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram utilizadas com o intuito de complementar a análise dos aspectos composicionais e texturais dos constituintes dos evaporitos do Membro Ipubi. A difratometria corroborou com a mineralogia identificada em lâmina petrográfica, evidenciando a ocorrência de gipsita e anidrita como sulfatos predominantes. Já o MEV possibilitou a identificação da celestita. As análises isotópicas de S e O nos sulfatos forneceram valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre +10,27‰ a +17,99‰ e $\delta^{18}\text{O}$ entre +7,72‰ a +13,30‰, caracterizando a composição marinha da salmoura que gerou os depósitos. Os resultados obtidos possibilitaram concluir que os evaporitos do Membro Ipubi foram depositados em contextos subaquoso e intrasedimentar em um *sabkha* costeiro. Com base na distribuição espacial das rochas evaporíticas e carbonáticas do intervalo estudado (Membros Crato e Ipubi) na bacia, sugere-se que a precipitação dos sulfatos do Membro Ipubi ocorreu na porção mais salina da mesma laguna que gerou os carbonatos do Membro Crato, evidenciando a relação genética entre as duas unidades.

Palavras-Chave: Bacia do Araripe, Membro Ipubi, Aptiano-Albiano, evaporitos, *sabkha* costeiro.

ABSTRACT

The evaporitic rocks are paramount in sedimentological and stratigraphic studies due to their frequent association with petroleum source rocks and significance as paleoclimatic and paleoenvironmental indicators. The Ipubi Member (Santana Formation) is an Aptian-Albian evaporitic succession deposited in the Araripe Basin. Depositional models for the Ipubi Member relate this unit either with the underlying Crato Member, interpreted as a lacustrine succession, or with the overlying Romualdo Member, composed of marine deposits, pointing to the need of a better definition regarding the depositional environment in which the evaporites were formed. Therefore, this study aimed at: 1) describing and characterizing the textures and macroscopic structures of evaporites through the construction of vertical, lithologic logs; 2) characterizing the microscopic features of the studied rocks in order to determine the compositional and textural patterns that indicate paleoclimatic, depositional variations, through quantitative petrography; 3) determining temperature, salinity and composition of the solution that generated the deposits through O and S isotopic analysis, and finally, 4) proposing a depositional model for the Ipubi Member evaporites, through data integration. The main features that characterize the evaporites comprise three macroscopic facies, six structures, seven textural types and fourteen sulfate habits (gypsum, anhydrite and celestite). Among these, the habits and the textures of depositional origin are nodular anhydrite and palisade and chevron gypsum, which constitute the laminated texture. Other sulfates were precipitated in shallow post-depositional conditions. X-ray diffraction (XRD) and scanning electron microscopy (SEM) were used to complement the analysis of compositional and textural aspects of the constituents in the Ipubi Member evaporites. XRD analysis corroborated the mineralogy identified in thin section, showing the occurrence of gypsum and anhydrite as predominant sulfates. SEM analysis allowed the identification of celestite. S and O isotopic analyses in sulfates yielded $\delta^{34}\text{S}$ values between +10.27‰ and +17.99‰ and $\delta^{18}\text{O}$ between +7.72‰ and +13.30‰, attesting to the marine composition of the brine that generated the deposits. The results allowed the conclusion that the Ipubi Member evaporites were deposited in subaqueous and intrasedimentar settings in a coastal *sabkha*. Based on the spatial distribution of evaporitic and carbonate rocks of the studied interval (Crato and Ipubi Members) in the basin, it is suggested that precipitation of sulfates of the Ipubi Member occurred at the more saline portion of the same lagoon where the carbonates of the Crato Member were forming, showing the genetic relation between the two units.

Keywords: Araripe Basin, Ipubi Member, Aptian-Albian, evaporites, coastal *sabkha*.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Mapa de localização da área em estudo, em destaque as duas áreas de estudo (Modificado de Gurjão *et al.*, 2013).22
- Figura 2.** Mapa de localização dos perfis colunares de afloramento.23
- Figura 3.** Localização e posicionamento estratigráfico da principal área de estudo (modificado de Assine, 2007).....24
- Figura 4.** Esquema das bacias fanerozóicas da região nordeste do Brasil, com destaque para as bacias interiores, das quais a Bacia do Araripe (no destaque) está incluída (modificada de Assine, 1992). Legenda: A=Araripe; IG=Iguatu; J=Jatobá; P=Potiguar; PB=Parnaíba; Pernambuco-Paraíba; RP= Rio do Peixe; AS=Sergipe-Alagoas; T=Tucano. (Modificada de Fambrini *et al.*, 2011).26
- Figura 5.** Quadro contendo informações das fases evolutivas da Bacia do Araripe e carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe, a seta vermelha indica a posição do intervalo em estudo (Extraído de Assine, 2007).....29
- Figura 6.** Principais minerais evaporíticos marinhos e não marinhos. Modificado de Warren (2006).34
- Figura 7.** "Ciclo gipsita-anidrita", mostrando as mudanças minerais e texturais desde a superfície, subsuperfície até o soerguimento. Modificado de Tucker (2001).40
- Figura 8.** Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos. Modificado de Kendall (1984).41
- Figura 9.** Bloco diagrama esquemático mostrando os tipos de *sabkhas*: A) *Sabkha* costeiro e B) *Sabkha* continental. Estes diagramas ilustram generalizadamente subambientes e suas litofácies, incluindo feições deposicionais e eodiagenéticas. Modificado de (Benison & Goldstein, 2000).44
- Figura 10.** Ambientes evaporíticos antigos sem análogos modernos. A) Evaporitos plataformais. B) Evaporitos de extensão bacinal (modificado de Warren, 2006).45
- Figura 11.** Ciclo do Enxofre, representando as principais formas na quais o enxofre é encontrado na Terra (Adaptado de [http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo_do_Enxofre_\(Sulfur_Cycle\).png](http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo_do_Enxofre_(Sulfur_Cycle).png)).48
- Figura 12.** Variações seculares nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos evaporitos. (Modificado de Claypool, 1980).48
- Figura 13.** Visualização das poligonais dos processos minerários do DNPM em KML no Google Earth, contendo alguns dados importantes sobre a área, substância minerada, ano do processo e o titular. As diferentes cores representam a fase do processo minerário: Azul=Autorização de pesquisa; Laranja=Requerimento de lavra; Marrom=Disponibilidade; Verde=Requerimento de registro de extração; Vermelho=Concessão de Lavra.....56
- Figura 14.** Exemplo de perfil colunar sumarizando diversos dados das fácies. (Modificado de Coe, 2010).....60
- Figura 15.** Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.61
- Figura 16.** Foto ilustrando a descrição do perfil colunar em afloramento.....62
- Figura 17.** Foto mostrando a coleta de amostras no afloramento.....63

- Figura 18.** Microscópio Leitz Laborlux 12 com *charriot* acoplado.64
- Figura 19.** Amostra CH-39-F pulverizada para análise de Difração de Raio-X.67
- Figura 20.** Foto do difratômetro *SIEMENS* 5000.67
- Figura 21.** Desenho esquemático da coluna do MEV.69
- Figura 22.** Foto do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV–Jeol 6610-LV) utilizado.70
- Figura 23.** Esquema de funcionamento do sistema do CF-IRMS. As amostras são introduzidas em um fluxo de hélio e os diferentes gases são separadas em uma coluna cromatográfica de gás. Em seguida, são direcionados ao espectrômetro de massa, onde passam pela fonte de íons e pelos coletores de Faraday, os quais registram as massas dos gases (na figura, as massas 44, 45 e 46 representam os isótopos de CO₂). O sinal dos diferentes isótopos dos gases são registrados simultaneamente. Quando obtidos os resultados, integração da área dos picos em relação aos padrões, estes podem ser usados para determinar razões isotópicas no formato delta convencional (Modificado de Ferreira, 2008).71
- Figura 24.** Camada tabular de sulfato, perfil CH-21.75
- Figura 25.** Aspecto arqueado do topo da camada de sulfato em alguns afloramentos, perfil CH-22.75
- Figura 26.** Intercalação centimétrica de folhelhos e carbonatos na base dos sulfatos, perfil CH-22.76
- Figura 27.** A seta vermelha indica no detalhe o nível de folhelho separando as camadas de sulfato, perfil CH-33-P1. Este nível também pode ser visualizado na figura 24.76
- Figura 28.** Pacote de 11 m de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas separando a camada de sulfato basal (topo indicado pela seta amarela) da camada de sulfato superior (indicada pela seta vermelha), perfil CH-12.77
- Figura 29.** Topo da camada de sulfato com cavas preenchidas por rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas, perfil CH-35.78
- Figura 30.** Sucessão de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas sobre a camada de sulfato com topo levemente irregular, perfil CH-37.78
- Figura 31.** Testemunho PS-11, os intervalos demarcados em vermelho representam as duas camadas de evaporitos, entre elas há um intervalo de 10,5 metros composto de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas.79
- Figura 32.** Aspecto macroscópico das fácies evaporíticas. A) Fácies Evaporito laminado (El), com alternância de lâminas brancas e marrons, perfil CH-10; B) Fácies Evaporito laminado (El), com alternância de lâminas brancas e cinzas, perfil CH-01; C) Fácies Evaporito maciço (Em), com coloração cinza, perfil CH-01; D) Fácies Evaporito maciço (Em), com coloração amarronzada, perfil CH-33-P1; E) Fácies Evaporito maciço (Em) recortada por veios, testemunho do poço PS-11; F) Fácies Brechada (Br), perfil CH-2281
- Figura 33.** Perfil colunar do ponto CH-22. Neste perfil foi registrada a ocorrência dos três tipos fácies evaporíticas descritas. Fácies Br na base, Fácies Em no centro e Fácies El no topo da camada evaporítica (de 3,5 a 10 m).82
- Figura 34.** Aspecto macroscópico das estruturas evaporíticas. A) Estrutura laminada; B) Estrutura maciça; C) Estrutura brechada. D) Estrutura venulada

caracterizada pela alternância paralela/subparalela de veios fibrosos (setas vermelhas indicando os veio.....85

Figura 35. Aspecto macroscópico das estruturas evaporíticas. A) Rosetas cortando a laminação (amostra inferior) e rosetas ao longo do plano da laminação (amostra superior); B) Veio fibroso.86

Figura 36. *Packstone* com laminação paralela rico em ostracodes.86

Figura 37. Aspecto microscópico das texturas evaporíticas. A) Textura laminada, lâmina CH-39-a (Polarizadores cruzados, XP); B) Textura mosaico, lâmina CH-39-f (XP); C) Textura nodular, lâmina CH-21-b (Polarizadores descruzados, //P); D) Textura brechada, lâmina CH-22-f (XP); E) Textura venulada, seta vermelha indicando veio de gipsita, lâmina CH-39-d (XP); F) Roseta, lâmina CH-39-c (XP). .90

Figura 38. Aspecto microscópico laminação paralela dos ostracodes. A) Bioclastos de ostracodes alongados compondo lâminas (Polarizadores descruzados, //P); B) Seta vermelha indicando as lâminas de matriz micrítica substituída por dolomita microcristalina romboédrica (Polarizadores cruzados, XP).90

Figura 39. Gráfico relacionando as proporções dos constituintes totais descritos nas lâminas.91

Figura 40. Gráfico relacionando as proporções dos sulfatos descritos nas lâminas.92

Figura 41. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Anidrita fibrosa, lâmina CH-22-f (Polarizadores cruzados , XP); B) Resquíios de anidrita corroída indicados pela seta vermelha, lâmina CH-12-b (XP); C) Gipsita *chevron*, lâmina CH-10-b (Polarizadores descruzados, //P); D) Gipsita paliçada, lâmina CH-21-c (XP).....94

Figura 42. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Celestita euédrica destacada pelo alto relevo em relação a gipsita, lâmina PS-11-74,1 (Polarizadores descruzados, //P); B) Gipsita mosaico fino, lâmina CH-22-d (Polarizadores cruzados, XP); C) Gipsita mosaico médio, lâmina CH-39-f (XP); D) Gipsita mosaico grosso, lâmina CH-39-f (XP).....95

Figura 43. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Gipsita prismática radiada, lâmina CH-42-a (Polarizadores cruzados, XP); B) Gipsita poiqilotópica, lâmina CH-39-e (XP); C) Gipsita porfiroblástica, lâmina CH-02-b (XP); D) Gipsita fibrosa, lâmina CH-22-e (XP).97

Figura 44. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Gipsita alabastrina, lâmina CH-21-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Gipsita feixes fibrosos, lâmina PS-11-74,1 (XP); C) Gipsita rabo de andorinha, a seta vermelha indica a terminação do cristal tipo rabo de andorinha característica, lâmina CH-39-c (XP); D) Gipsita prismática, lâmina CH-10-b (XP);.....98

Figura 45. Gráfico relacionando as proporções entre os outros constituintes primários (exceto sulfatos) descritos nas lâminas.99

Figura 46. Principais feições dos outros constituintes primários. A) Matriz argilosa composta por argilominerais, raros grãos de quartzo e mica de tamanho silte, lâmina CH-12-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Restos de matriz argilosa (seta vermelha), em meio ao cimento deslocante de gipsita, lâmina CH-39-f (XP); C) Matriz micrítica indicada pela seta vermelha, lâmina CH-10-a (XP); D) Fragmentos de escama de peixe, lâmina CH-22-d (Polarizadores descruzados, //P); E) Bioclastos de ostracodes, lâmina CH-39-e (XP); F) Intraclasto carbonático (seta vermelha), associado a bioclastos de ostracodes lâmina CH-39-e (XP).101

- Figura 47.** Gráfico relacionando as proporções entre os constituintes diagenéticos descritos nas lâminas (exceto sulfatos). 102
- Figura 48.** Principais feições dos outros constituintes diagenéticos. A) Calcita anédrica substituindo gipsita, lâmina CH-02-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Calcita lenticular substituindo gipsita, lâmina CH-39-a (XP); C) Dolomita romboédrica substituindo gipsita, lâmina CH-39-d (XP); D) Esferulito de calcedônia substituindo gipsita e sendo substituído por calcita anédrica, lâmina PS-11-74,1 (XP). 103
- Figura 49.** Principais feições dos outros constituintes diagenéticos. A) Esferulito de calcita substituindo calcita microcristalina, lâmina CH-39-f (XP); B) Esferulitos de calcita substituindo dolomita, lâmina CH-39-e (XP); C) Jarosita, indicada pela seta vermelha, substituindo gipsita, lâmina CH-12-a (Polarizadores descruzados, //P); D) Piritá microcristalina e framboidal substituindo matriz argilosa, lâmina PS-11-73,1 (//P). 104
- Figura 50.** Principais aspectos da porosidade. A) Porosidade interpartícula, lâmina CH-39-e (Polarizadores descruzados, //P); B) Gipsita poiquilotópica obliterando poros interpartícula, lâmina CH-39-e (Polarizadores cruzados, XP). 105
- Figura 51.** Valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) versus $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) para as diferentes estruturas macroscópicas nos sulfatos. 108
- Figura 52.** Difratoograma da amostra CH-01-B, evaporito de estrutura laminada, indicando a presença de gipsita como mineral único. 109
- Figura 53.** Difratoograma da amostra CH-21-C, evaporito de estrutura laminada, indicando gipsita como mineral principal e a discreta ocorrência de anidrita. 109
- Figura 54.** Difratoograma da amostra CH-39-A, evaporito de estrutura laminada, indicando a presença de gipsita como mineral mais abundante e secundariamente a calcita. 110
- Figura 55.** Difratoograma da amostra CH-22-D, evaporito de estrutura maciça, indicando somente a presença de gipsita. 110
- Figura 56.** Difratoograma da amostra CH-12-B, evaporito de estrutura maciça, onde a gipsita é o mineral predominante e anidrita ocorre subordinadamente. 111
- Figura 57.** Difratoograma da amostra CH-21-B, evaporito de estrutura maciça, indicando a presença de gipsita e subordinadamente dolomita. 111
- Figura 58.** Difratoograma da amostra CH-22-F, evaporito de estrutura brechada, indicando a presença de anidrita em maior quantidade do que a gipsita. 112
- Figura 59.** Difratoograma da amostra CH-21-E, estrutura tipo veio fibroso, registrando a gipsita como único mineral. 112
- Figura 60.** Difratoograma da amostra CH-39-E, revelando a calcita como mineral principal e gipsita subordinada. 113
- Figura 61.** Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 2505, 2506 e 2508. 115
- Figura 62.** Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 16, 17 e 18. ... 116
- Figura 63.** Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 9 e 10. 118
- Figura 64.** Sequência paragenética dos sulfatos (adaptado de Warren, 2006). ... 124

- Figura 65.** Principais evaporitos primários relacionados ao contexto deposicional. Modificada de Warren (2006).....128
- Figura 66.** Relação entre salinidade versus temperatura necessária para a precipitação de gipsita, anidrita e halita. Modificado de Warren (2006).....129
- Figura 67.** Esquema do modelo deposicional proposto para o Membro Ipubi. A precipitação dos sulfatos ocorre na porção restrita de uma laguna carbonática em um *sabkha* costeiro. A laguna recebe influência marinha, cuja possível localização é demarcada pela linha pontilhada. A precipitação dos evaporitos pode ter ocorrido por duas razões A) devido à concentração nas imediações da margem da laguna. B) por circulação restrita causada por uma barreira fisiográfica, por exemplo, a qual favoreceria a concentração da salmoura.133

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Relação das amostras escolhidas para análise de Difratometria de Raio-X.....	68
Tabela 2. Amostras selecionadas para análise isotópica com base na estrutura macroscópica.	72
Tabela 3. Resumo das fácies e estruturas associadas, e espessura das camadas evaporíticas nos perfis colunares dos pontos descritos.	83
Tabela 4. Descrição das amostras com base nas feições macroscópicas e estruturas associadas.....	87
Tabela 5. Valores obtidos na análise de isótopos estáveis de O e S relacionados a estrutura macroscópica da amostra.....	107
Tabela 6. Relação das amostras descritas macroscopicamente e a mineralogia identificada por DRX.....	113

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Ordem de precipitação, segundo a concentração da salmoura, dos principais minerais evaporíticos.....	35
Quadro 2. Principais hábitos e texturas gerados pela gipsita e anidrita em depósitos evaporíticos. Compilado de Silva (1988) e Paz & Rossetti (2006).....	38
Quadro 3. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).....	58
Quadro 4. Classificação da cristalinidade em razão do tamanho dos cristais, segundo Mackenzie <i>et al.</i> (1982).....	65
Quadro 5. Resumo das fácies e estruturas associadas, e espessura das camadas evaporíticas nos perfis colunares dos pontos descritos.....	106

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
1.1 Justificativa.....	18
1.2 Caracterização do problema.....	19
1.3 Objetivos e metas.....	19
1.4 Premissas e hipótese.....	20
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE TRABALHO	22
3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO	25
3.1 Bacia do Araripe.....	25
3.2 Membro Ipubi.....	28
4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	32
4.1 Depósitos evaporíticos.....	32
4.1.1 <i>Definição de evaporitos</i>	32
4.1.2 <i>Mineralogia e texturas</i>	33
4.1.3 <i>Ambientes deposicionais dos evaporitos</i>	40
4.2 Isótopos estáveis de S e O.....	46
4.2.1 <i>Isótopos estáveis</i>	46
4.2.2 <i>Isótopos de Enxofre</i>	47
4.2.3 <i>Isótopos de Oxigênio</i>	49
4.2.4 <i>Padrões e terminologias</i>	51
5. METODOLOGIA	54
5.1 Revisão bibliográfica.....	54
5.2 Etapa pré-campo.....	55
5.2.1 <i>Predefinição dos afloramentos</i>	55
5.3 Etapa de campo.....	56
5.3.1 <i>Localização</i>	57
5.3.2 <i>Levantamento estratigráfico/Perfis colunares</i>	57
5.4 Etapa de laboratório	63
5.4.1 <i>Digitalização de perfis colunares</i>	63
5.4.2 <i>Microscopia ótica</i>	63
5.4.3 <i>Difratometria de Raios-X</i>	66
5.4.4 <i>Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)</i>	68
5.4.5 <i>Análise de isótopos estáveis de S e O</i>	71
6. RESULTADOS	74
6.1 Caracterização faciológica e petrográfica dos evaporitos.....	74

6.1.1 Perfis colunares	74
6.1.2 <i>Descrição das fácies</i>	79
6.1.3 <i>Caracterização macroscópica</i>	83
6.1.4 <i>Caracterização microscópica</i>	87
6.2 Resumo da caracterização faciológica e petrográfica dos evaporitos.....	104
6.3 Análises isotópicas do S e O.....	107
6.4 Difratomia de Raios-X.....	108
6.5 Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS acoplado.....	114
7. DISCUSSÕES	119
7.1 Paragênese mineral.....	119
7.2 Isótopos estáveis de S e O.....	125
7.3 Modelo deposicional.....	127
8. CONSIDERAÇÕES FINAIS	135
9. REFERÊNCIAS	138
10. ANEXOS	147

1. INTRODUÇÃO

Este estudo foi proposto com base na importância e carência de definições em relação às condições deposicionais e paleoclimáticas vigentes durante a deposição dos evaporitos do Membro Ipubi (Aptiano-Albiano) da Formação Santana na Bacia do Araripe. Os objetivos específicos, que buscam a caracterização textural, mineralógica e isotópica destes depósitos, foram estabelecidos com o intuito de ampliar o conhecimento sobre esta unidade, permitindo a proposição de um modelo deposicional. O estado da arte sobre o Membro Ipubi a partir da revisão bibliográfica fundamentou a definição das premissas adotadas, que serviram como base para a hipótese formulada inicialmente, testada a partir da metodologia adotada neste trabalho.

1.1 Justificativa

Os evaporitos possuem grande importância econômica, tanto pela sua extração e aplicação na indústria, quanto pela sua associação com o petróleo (formando armadilhas e excelentes selos). O entendimento das suas características deposicionais se faz necessário devido à frequente associação dos depósitos evaporíticos com rochas ricas em matéria orgânica, potenciais geradoras de petróleo, além de fornecerem informações paleoclimáticas e paleoambientais.

Apesar da importância destas rochas, ainda há muitas controvérsias a respeito da identificação do ambiente em que alguns depósitos foram formados, principalmente pela ausência de análogos atuais aos grandes depósitos antigos. Além do mais, afloramentos de rochas evaporíticas ocorrem apenas em regiões de clima seco, onde não há dissolução telodiagênica. Por fim, a alta

reatividade destas rochas faz com que a diagênese muitas vezes oblitere as feições deposicionais, dificultando a compreensão da gênese dos evaporitos. Desta forma, torna-se imprescindível investir na caracterização destas rochas, que servirá de base para a melhor compreensão do contexto paleoambiental e da relação destes depósitos com sua sequência estratigráfica.

O Membro Ipubi foi depositado síncrono aos evaporitos que capeiam os reservatórios do pré-sal nas bacias marginais brasileiras. A caracterização dos evaporitos do Membro Ipubi poderá fornecer informações úteis à compreensão do sistema petrolífero do pré-sal, através da correlação com as bacias marginais.

1.2 Caracterização do problema

As sequências evaporíticas podem ser formadas basicamente sob três condições: i) marinha, geradas por precipitação a partir da água do mar; ii) não marinhas, formadas em bacias isoladas do fluxo marinho, ou iii) híbridas, nas quais originam-se a partir da mistura de águas marinhas e não marinhas (Attia *et al.*, 1995).

A principal questão que envolve os evaporitos da Bacia do Araripe é em qual contexto ambiental eles se formaram. A unidade abaixo destes depósitos (Membro Crato) corresponde a calcários micríticos laminados associados com folhelhos, que são interpretados como sucessões lacustres (Assine, 2007). Por outro lado, a unidade sobreposta (Membro Romualdo) compõe-se de arenitos interestratificados com folhelhos marinhos (Assine, 2007). Assim, não está claro se os evaporitos do Membro Ipubi foram depositados em contexto continental, costeiro ou marinho.

A partir deste impasse, são propostos métodos de caracterização que integrados irão dar subsídios a uma interpretação do ambiente deposicional no qual se formou esta sucessão evaporítica.

1.3 Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo entender o contexto deposicional e paleoclimático vigente na Bacia do Araripe no período da deposição da sucessão evaporítica do Membro Ipubi.

Objetivos específicos são:

- (i) Descrever as características texturais macroscópicas e microscópicas dos evaporitos;
- (ii) Identificar a mineralogia dos evaporitos;

- (iii) Avaliar as condições de temperatura, salinidade e composição das soluções que geraram os depósitos;
- (iv) Interpretar o ambiente deposicional;
- (v) Relacionar o ambiente deposicional do depósito evaporítico às outras unidades (sotoposta e sobreposta) da Formação Santana.
- (vi) Definir as condições paleoclimáticas vigentes na Bacia do Araripe no Aptiano, durante a deposição dos evaporitos.

1.4 Premissas e hipótese

Como base para o desenvolvimento deste trabalho, foram aceitas as seguintes premissas:

- (i) Evaporitos incluem uma gama de precipitados químicos depositados em superfície ou sub-superfície a partir de salmouras, as quais são controladas pela evaporação solar.
- (ii) Estes depósitos refletem condições nas quais a taxa de evaporação supera a taxa de influxo da bacia, ou seja, encontram-se em um clima árido a semi-árido.
- (iii) Os principais ambientes de sedimentação de evaporitos são: *sabkhas* continentais, *sabkhas* costeiros e plataformas marinhas.
- (iv) As feições texturais primárias indicam as condições do ambiente deposicional.
- (v) As assinaturas isotópicas do S e do O, contidos nos sulfatos evaporíticos, indicam a temperatura, salinidade e composição da salmoura que gerou os depósitos.

Com base nas premissas adotadas e nas informações coletadas em campo, formulou-se a seguinte hipótese de trabalho. Os modelos deposicionais sugeridos para o Membro Ipubi na Bacia do Araripe relacionam os depósitos ora com a unidade sotoposta (Membro Crato), que corresponde a carbonatos laminados associados com folhelhos, interpretados como lacustres, ora com a unidade sobreposta (Membro Romualdo), composta de arenitos intercalados com folhelhos com influência marinha. Sendo assim, não está claro em qual contexto deposicional os evaporitos se depositaram: continental, costeiro ou marinho.

A partir da caracterização dos evaporitos através do levantamento de perfis colunares, descrição petrográfica e análises isotópicas, espera-se compreender o

contexto deposicional da sucessão evaporítica do Membro Ipubi, possivelmente relacionada aos carbonatos do Membro Crato. Uma das possibilidades é que a deposição dos evaporitos represente uma mudança nas proporções iônicas da salmoura que inicialmente estava depositando os carbonatos, e em consequência de um aumento da salinidade e aridez, teria subsequentemente depositado os sulfatos.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A principal área de estudo compreende a região noroeste do estado de Pernambuco, a 680 km de Recife, na margem sudoeste da Bacia do Araripe, nos entornos dos municípios de Araripina, Trindade e Ipubi (Fig. 1), no Distrito Gesseiro de PE. Além disso, com intuito de melhorar a interpretação dos dados, ampliando a distribuição das áreas aflorantes do Membro Ipubi, foram realizados seis pontos na porção norte-nordeste da Bacia do Araripe, nos municípios de Crato, Santana do Cariri, Nova Olinda e Barbalha no estado do Ceará.

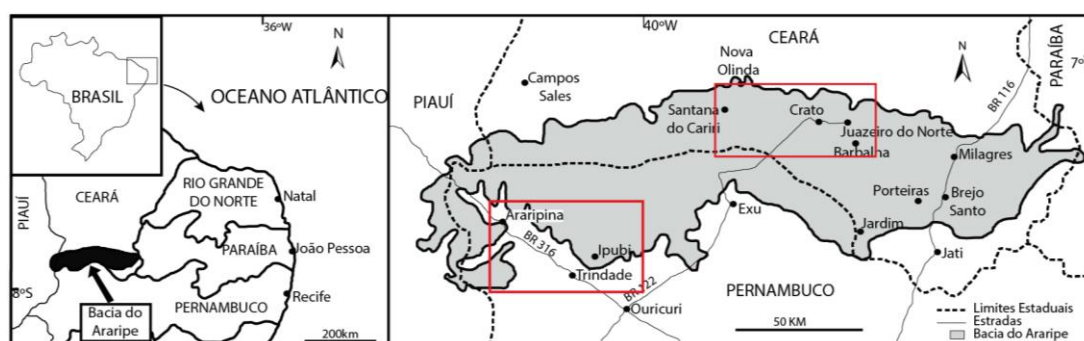


Figura 1. Mapa de localização da área em estudo, em destaque as duas áreas de estudo. Modificado de Gurjão *et al.* (2013).

Para o presente trabalho foram escolhidos 16 afloramentos, a maioria constituindo frentes de lavra de mineração de sulfatos (conhecido como “gesso” na mineração), outros pontos foram realizados na localidade Sítio Romualdo em Crato-CE e a Serra da Mãozinha em Barbalha-CE (Fig. 2). Além dos afloramentos, foi selecionado o poço de testemunho PS-11, por conter a melhor representação dos evaporitos do Membro Ipubi. O testemunho PS-11 foi perfurado próximo ao município de Crato-CE, no Projeto Santana realizado pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e pela Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM). Atualmente encontra-se sob a responsabilidade do DNPM-PE.

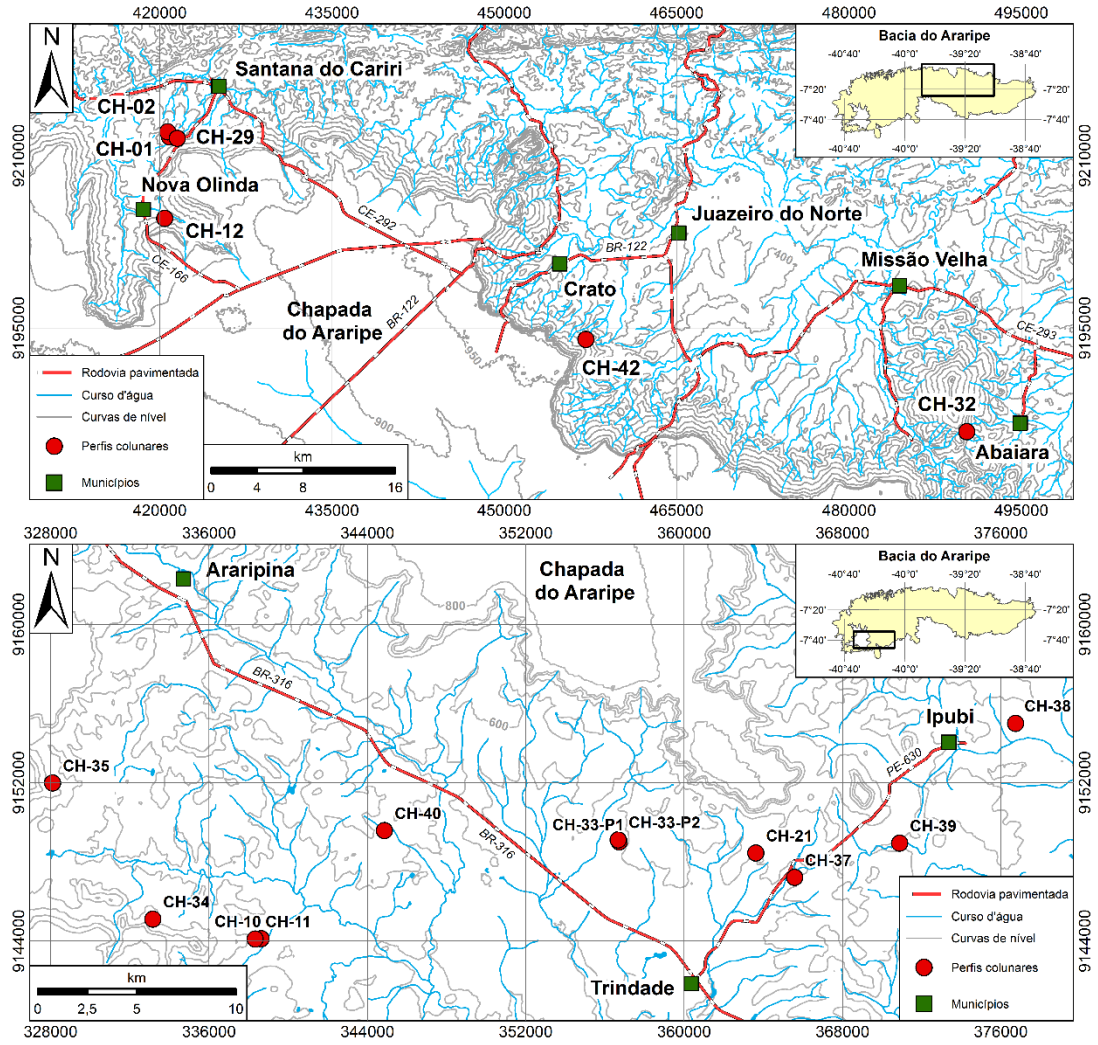


Figura 2. Mapa de localização dos perfis colunares de afloramento.

A unidade geológica estudada é o Membro Ipubi, de idade aptiana, situado entre o Membro Crato e o Membro Romualdo da Formação Santana da Bacia do Araripe (Fig. 3).

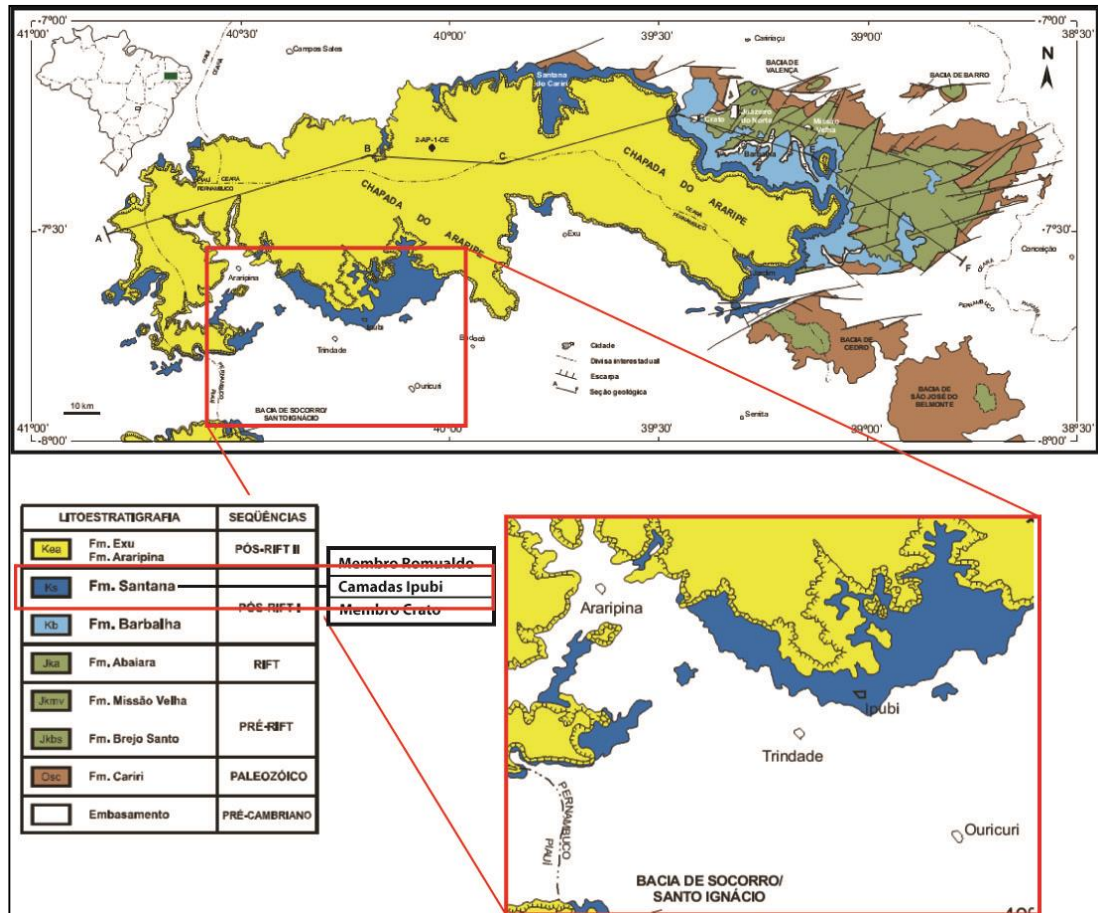


Figura 3. Localização e posicionamento estratigráfico da principal área de estudo. Modificado de Assine (2007).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

O Membro Ipubi está inserido na Formação Santana, depositada durante o Aptiano-Albiano da Bacia do Araripe.

3.1 Bacia do Araripe

A Bacia do Araripe localiza-se nas regiões sul no estado do Ceará, oeste do estado de Pernambuco e leste do Piauí (Carvalho *et al.*, 2012) e é considerada a maior das bacias interiores do Nordeste do Brasil.

Seu embasamento é caracterizado por granitos, gnaisses, migmatitos, quartzitos e outras rochas de baixo grau metamórfico. Apresenta estruturação segundo as direções NE-SW (predominantemente falhas normais) a E-W (predominantemente falhas transcorrentes) e, subordinadamente, NW-SE (falhas transcorrentes e normais), coincidentes com descontinuidades do embasamento pré-cambriano, reaproveitadas para a instalação da bacia (Fambrini *et al.*, 2011). A sua formação está associada aos eventos de rifteamento do Gondwana e à abertura do Atlântico Sul. Esta bacia está inserida nos terrenos precambrianos da Zona Transversal da Província Borborema (Assine, 2007) ao sul do Lineamento de Patos, e apresenta um complexo desenvolvimento geológico (Fig. 4).

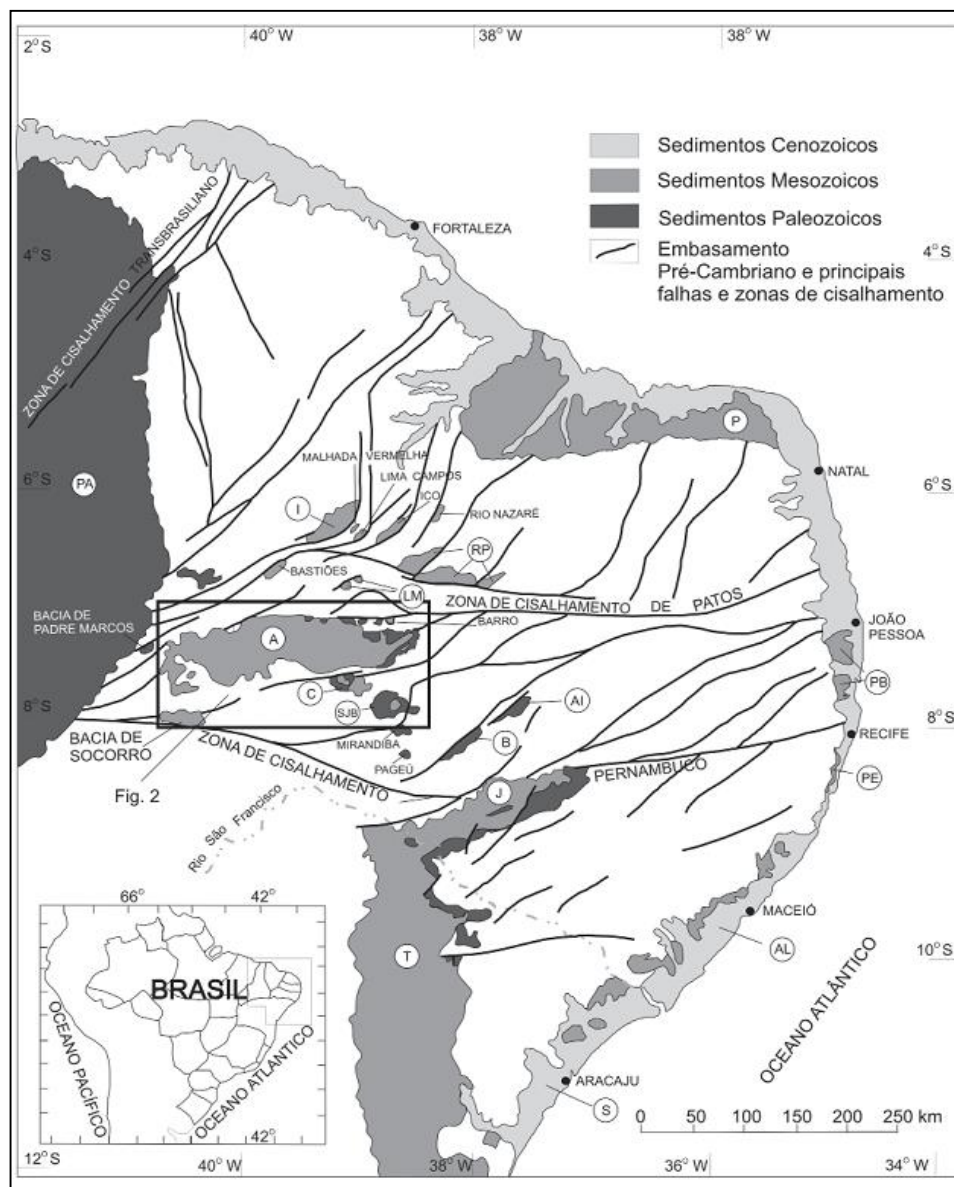


Figura 4. Esquema das bacias fanerozóicas da região nordeste do Brasil, com destaque para as bacias interiores, das quais a Bacia do Araripe (no destaque) está incluída (modificada de Assine, 1992). Legenda: A=Araripe; IG=Iguatu; J=Jatobá; P=Potiguar; PB=Parnaíba; Pernambuco-Paraíba; RP= Rio do Peixe; AS=Sergipe-Alagoas; T=Tucano. Modificado de Fambrini *et al.* (2011).

A Bacia do Araripe registra vários embaciamentos que foram gerados em ambientes tectônicos distintos e são caracterizados como sequências, separadas por discordâncias regionais (Assine, 2007).

Devido às diversas interpretações acerca da evolução da bacia, muitos modelos estratigráficos foram propostos desde seu estudo inicial (e.g. Small, 1913; Beurlen, 1962, 1963, 1971; Braun, 1966; Moraes *et al.*, 1976; Lima, 1979). Neste trabalho é utilizada a proposta estratigráfica de Assine (2007) modificada, uma vez que este autor denomina o Membro Ipubi como Camadas Ipubi (vide explanação a seguir).

Assine (2007) define sequências e supersequências formadas em diferentes fases de desenvolvimento da bacia, compreendendo as divisões descritas abaixo. A figura 5 representa a carta estratigráfica da Bacia do Araripe, a qual relaciona as unidades e sequências propostas por Assine (2007) e fornece informações acerca da natureza da sedimentação, ambiente deposicional, discordâncias, espessura das unidades.

- (i) *Sequência Paleozóica*: formada por uma única unidade denominada de Formação Cariri, constituída por arenitos fluviais.
- (ii) *Supersequência Pré-Rifte (Sequência J20-J30)*: compreende a Formação Brejo Santo, constituída por folhelhos e lamitos vermelhos de origem lacustre, e Formação Missão Velha, que inclui arenitos de planícies fluviais de sistemas entrelaçados, sobreposta à Formação Brejo Santo.
- (iii) *Supersequência Rifte (Sequência K10-K30)*: representada pela Formação Abaiara, que compreende folhelhos silticos e siltitos vermelhos na base, e arenitos finos a médios no topo (Assine, 1992). Estas associações indicam um ambiente lagunar raso, o qual é frequentemente substituído por planícies fluviais de canais entrelaçados (Assine, 1994)
- (iv) *Supersequência Pós-Rifte*: inclui duas sequências. A sequência K40-K60 é constituída pela Formação Barbalha (Assine, 1992), que apresenta intercalações de arenitos, folhelhos avermelhados e níveis delgados de conglomerados, formando dois ciclos fluviais delimitados por intervalos pelítico-carbonáticos lacustres. A primeira divisão lacustre é denominada “Camadas Batateira”. Já a segunda divisão termina com os calcários laminados lacustres do Membro Crato da Formação Santana. Sobre os calcários ocorrem lentes de evaporitos associados a folhelhos verdes e pretos, interpretados como depósitos de supramaré. Devido a descontinuidade lateral das camadas evaporíticas, Assine (2007) propõe a reclassificação para “Camadas Ipubi”, ao invés de Membro Ipubi. Segundo o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.*, 1986), “uma série de pequenas massas descontínuas de rocha, com aproximadamente o mesmo caráter e posição estratigráfica, dentro de uma formação, pode ser definida e denominada como um membro”. Sendo assim, o critério utilizado por Assine (2007) não pode ser usado de forma estrita para a denominação de “Camada”. A dificuldade na definição do ambiente deposicional que deu origem aos evaporitos

acarretou controvérsias na nomenclatura destes depósitos. Independentemente da proposta do ambiente deposicional que será apresentada na conclusão deste trabalho, optou-se pela denominação de Membro Ipubi (Beurlen, 1971) por ser o termo mais utilizado na maioria dos trabalhos que citam estes depósitos. Além disso, este membro foi proposto juntamente com a primeira apresentação da denominação de Membro Crato e Membro Romualdo, a qual é amplamente aceita atualmente. Acima do pacote carbonático-evaporítico ocorre uma descontinuidade erosiva que o coloca em contato com o Membro Romualdo, constituído por arenitos interestratificados com folhelhos, estes últimos predominantes em direção ao topo da sequência. Evidências fossilíferas indicam um ambiente marinho para estes depósitos. Em direção ao topo do Membro Romualdo, volta a ocorrer siltitos e arenitos com fósseis de água doce, indicando condições regressivas. A outra sequência proposta é denominada K70-K80, e fazem parte desta duas unidades, as formações Araripina e Exu. A Formação Araripina, que representa o membro inferior, foi inicialmente descrita por Silva (1986b) e incluía os Membros Crato e Ipubi. Porém, esta inclusão não foi aceita por outros autores. A unidade é constituída por ritmitos compostos por arenitos finos e lamitos, intercalados com arenitos médios a grossos, resultantes da sedimentação em planícies aluviais. A Formação Exu, na porção superior, é composta por arenitos fluviais.

3.2 Membro Ipubi:

Segundo Beurlen (1971) o Membro Ipubi está inserido entre os Membros Crato e Romualdo, Formação Santana da Bacia do Araripe.

Os principais afloramentos desta unidade são encontrados na região de Araripina, Ipubi e Trindade (PE), na porção sudoeste da bacia.

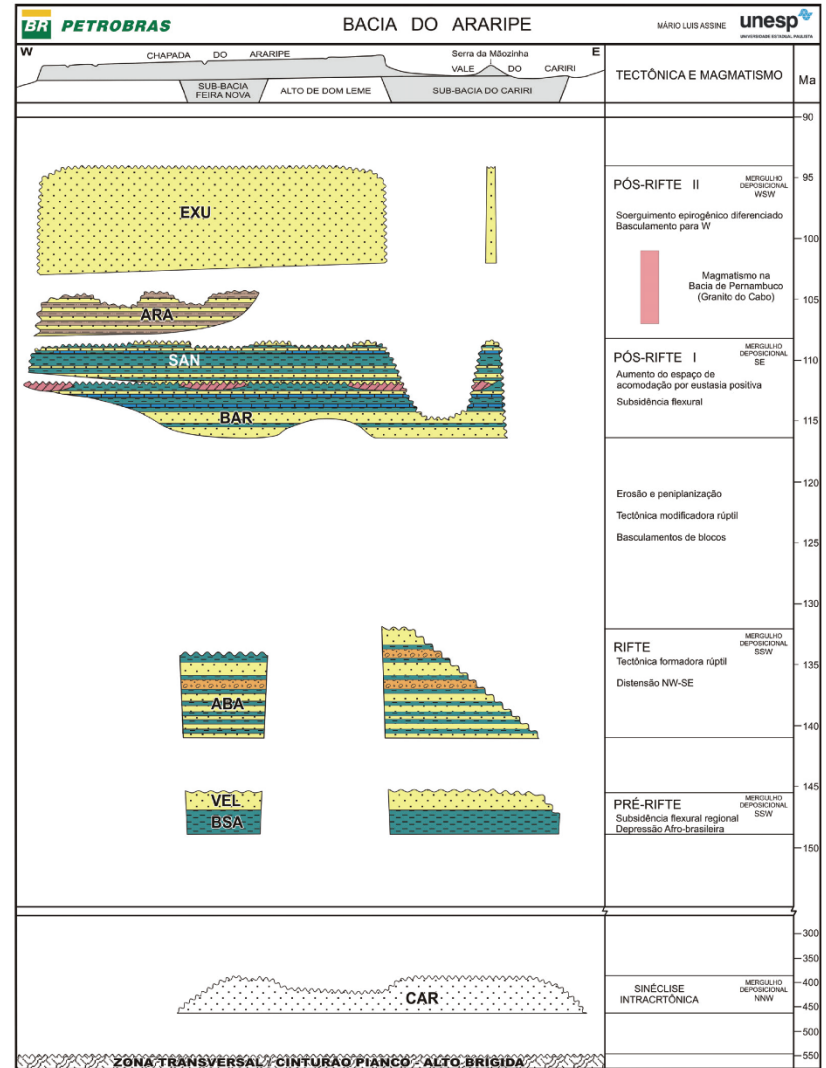
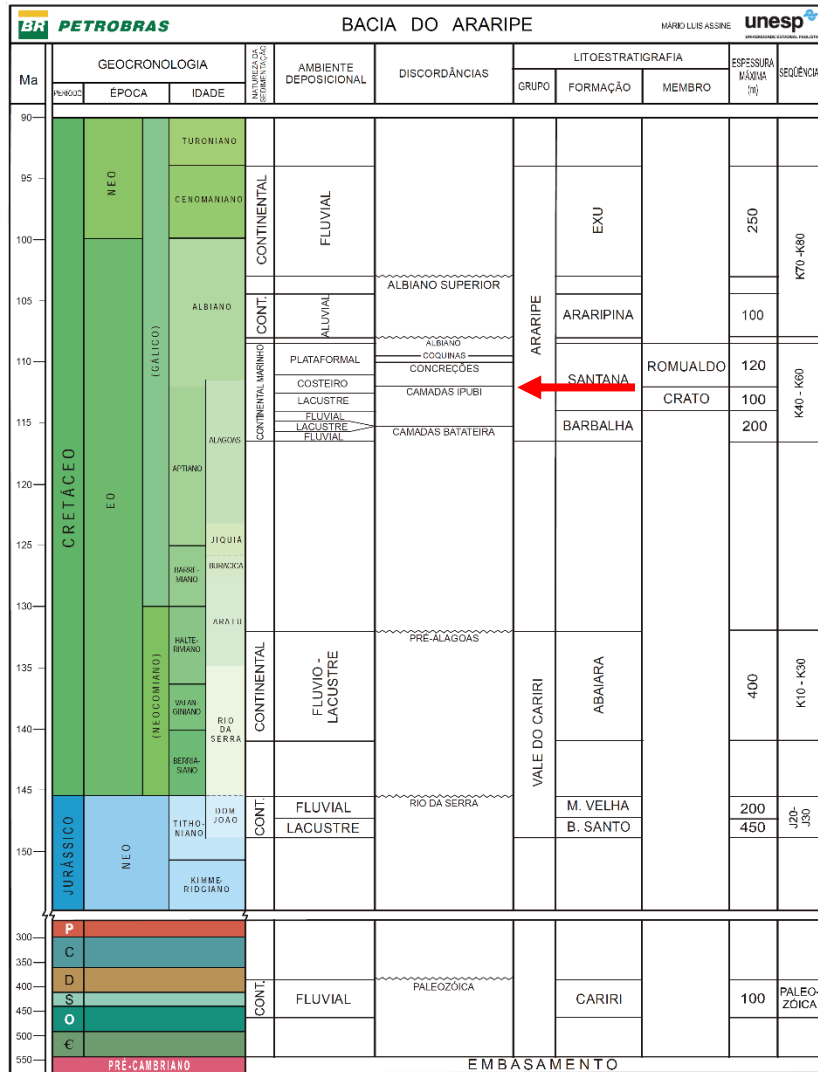


Figura 5. Quadro contendo informações das fases evolutivas da Bacia do Araripe e carta cronoestratigráfica da Bacia do Araripe, a seta vermelha indica a posição do intervalo em estudo. Extraído de Assine (2007).

A Formação Santana inicia com a passagem do último ciclo fluvial da Formação Barbalha para folhelhos papiráceos calcíferos, interestratificados com calcários micríticos laminados. Folhelhos betuminosos e calcíferos devido à presença de ostracodes também ocorrem associados. Esta seção, que constitui a base da Formação Santana, é referida como Membro Crato e constitui um depósito lacustre, formado em condições de baixa energia e presença de filamentos algálicos (Assine, 1992).

Acima do Membro Crato, são encontrados os depósitos evaporíticos pertencentes ao Membro Ipubi. A camada evaporítica é considerada temporalmente correlata aos depósitos evaporíticos das bacias da margem continental, porém esta associação ainda é controversa (Silva, 1988).

Poucos trabalhos conclusivos foram realizados nos evaporitos da Bacia do Araripe, em termos da ambiente deposicional. Alguns dos estudos realizados na década de 70 concluíram que os evaporitos se formaram em *sabkhas* e lagunas devido a uma transgressão marinha (Oliveira *et al.*, 1979), enquanto outros sugerem deposição em lago continental (Silva, 1988). Assine (2007) assume a interpretação de que os evaporitos foram formados em ambientes costeiros do tipo supramaré.

O trabalho desenvolvido por Silva (1983, 1988) envolveu estudos petrográficos e sedimentológicos que serviram de base para a maioria dos artigos relacionados ao Membro Ipubi. Neste trabalho, a autora descreve a camada evaporítica como contendo principalmente gipsita e anidrita. São classificadas como fases primárias cristais de gipsita colunares, nódulos de anidrita e anidrita laminar, sugerindo um ambiente de *sabkha*. As fases secundárias correspondem a espato acetinado, gipsita alabastrina e gipsita porfiroblástica (rosetas), com texturas diagenéticas que não indicam o ambiente de sedimentação. A petrografia realizada a partir de testemunhos de sondagem indicam as fácies primárias contendo relíquias de anidrita nodular, cristais colunares de gipsita, anidrita-micrita laminar. Nas fácies secundárias encontra-se substituição de anidrita por gipsita, espato acetinado ou gipsita fibrosa. A partir da interpretação das informações petrográficas e sedimentológicas, Silva (1983) conclui que os evaporitos se formaram inicialmente em um ambiente do tipo *sabkha* continental, com um lago salino de caráter efêmero em ambiente *playa lake*.

Uma feição importante descrita por Silva (1986a) é a superfície de discordância observada no topo da camada evaporítica. A expressão da discordância varia ao longo da bacia. Ao sul ela é identificada como paleokarst,

visto que em afloramento são encontradas cavidades de dissolução preenchidas por lama. Devido à ausência de feições pós-soterramento, infere-se que as cavidades se formaram em condições subaéreas e úmidas. Já na região norte da bacia, a discordância é representada por uma camada de calcrete, nódulos de chert, calcita drusiforme e uma leve brechação, identificadas ao longo da superfície. Essas feições indicam condições secas, e estudos detalhados revelaram uma quebra na sedimentação e diagênese subaérea. A ausência de gipsita na área de afloramento pode indicar um intervalo erosivo antes da deposição dos sedimentos subjacentes. Duas hipóteses podem explicar situações nas quais os paleokarst e paleocalcretes foram formados: i) mudança de condições secas (evaporitos) para úmidas (karst) e novamente secas (calcrete), e ii) feições correlatas, porém formadas em diferentes porções da bacia. A proposição mais aceita é a de que houve variação nas condições de umidade Silva (1986a).

De acordo com Assine (1992), sobrepondo os calcários laminados do Membro Crato ocorrem folhelhos verdes e/ou pretos (betuminosos) associados às camadas evaporíticas. Estas últimas não apresentam grande diversidade composicional, sendo encontrado predominantemente gipsita laminada primária com cristais colunares dispostos em paliçadas e carbonato de cálcio. Esta laminação é interna à camada de gipsita, que muitas vezes se encontra dobrada na forma de domos.

As camadas de gipsita atingem no máximo 30 metros, formando lentes intercaladas com folhelhos cinza esverdeados, carbonatos e até arenitos. As características descritas acima, juntamente com associação paleontológica, não evidenciam a existência de uma bacia marinha ampla, porém também não se pode afirmar que constituía exclusivamente um ambiente continental, pois há alguns registros de fósseis marinhos (Lima, 1978).

Desta forma, os evaporitos da Formação Santana são interpretados como formados em ambiente costeiro (supramaré) exposto as variações do nível do mar, em condições de clima árido a semiárido Assine (1992). Entretanto, a presença de características de ambiente subaquoso e subaéreo, aliadas à presença de fósseis marinhos e terrestres, introduz grande complexidade na interpretação deste intervalo. Por isso até hoje não há um consenso sobre o ambiente deposicional dos evaporitos.

4. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão sobre os conceitos considerados fundamentais para o entendimento do trabalho desenvolvido. Os principais temas abordados incluem os depósitos evaporíticos com suas características mineralógicas, texturais e deposicionais, e uma breve revisão sobre isótopos estáveis de oxigênio e enxofre com base na sua aplicação em estudos paleoclimáticos, bem como os padrões e terminologias empregados nas análises isotópicas.

4.1 Depósitos evaporíticos

4.1.1 *Definição de evaporitos*

Evaporitos incluem uma gama de precipitados químicos, incluindo sais e carbonatos alcalino terrosos, que foram depositados em superfície ou subsuperfície a partir de salmouras controladas pela evaporação solar. Estes depósitos refletem condições nas quais a taxa de evaporação supera a taxa de influxo de água doce ou salgada da bacia (Warren, 2006).

Alguns dos requisitos para formação e preservação dos depósitos de evaporitos, segundo Warren (2006) são: a existência e manutenção de uma salmoura na superfície ou próxima a ela, que seja salina o suficiente para precipitar sal, estando sob condições de clima árido a semiárido; espaço de acomodação em uma depressão que não seja preenchida por outros sedimentos; e por fim um ambiente de soterramento no qual não ocorra a percolação de fluidos subsaturados capazes de dissolver os sais. Estes requisitos são necessários independentemente do contexto (continental, costeiro ou marinho) do ambiente de formação.

A deposição dos evaporitos obedece a diversas leis químicas (*e.g.*, potencial iônico, lei dos íons comuns) formando sequências de sais, segundo as diferentes

solubilidades dos compostos presentes na salmoura que deu origem aos minerais (Mohriak & Szatmari, 2008).

4.1.2 Mineralogia e texturas

A mineralogia dos evaporitos depende da composição química da água a partir da qual se precipitam. Os principais cátions dissolvidos nas águas superficiais são: Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} e K^+ , derivados da lixiviação química da superfície da Terra (Spencer, 2000). Os distintos ambientes de sedimentação também geram diferenças na mineralogia dos depósitos. Evaporitos com contribuição marinha apresentam diferentes características daqueles gerados a partir de águas continentais (Harraz, 2012). A figura 6 (Warren 2006) resume os principais minerais evaporíticos.

A precipitação do sal ocorre quando a solução atinge a saturação. Os evaporitos subaquosos são depositados como camadas e registram a mudança na concentração do soluto através da precipitação de diferentes componentes (Espindola, 2011).

MINERAL	FÓRMULA	MINERAL	FÓRMULA
Anidrita	CaSO ₄	Leonhardita	MgSO ₄ .4H ₂ O
Antarctocita	CaCl ₂ .6H ₂ O	Leonita	MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .4H ₂ O
Aphthitalita (glaserita)	K ₂ SO ₄ .(Na,K)SO ₄	Loewita	2MgSO ₄ .2Na ₂ SO ₄ .5H ₂ O
Aragonita	CaCO ₃	Magnesita	MgCO ₃
Bassanita	CaSO ₄ .1/2H ₂ O	Meyerhoffite	Ca ₂ B ₅ O ₁₁ .7H ₂ O
Bischofita	MgCl ₂ .6H ₂ O	Mirabilita	Na ₂ SO ₄ .10H ₂ O
Bloedita	Na ₂ SO ₄ .MgSO ₄ .4H ₂ O	Nahcolita	NaHCO ₃
Bórax	Na ₂ B ₄ O ₇ .10H ₂ O	Natronita	Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O
Boracita	Mg ₃ B ₇ O ₁₃ .Cl	Nitratita	NaNO ₃
Burkeita	Na ₂ CO ₃ .2Na ₂ SO ₄	Nitro	KNO ₃
Cainita	4MgSO ₄ .4KCl.11H ₂ O	Pentahidrita	MgSO ₄ .5H ₂ O
Calcita	CaCO ₃	Pirssonita	CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃ .2H ₂ O
Calcita Magnésiana	(Mg _x Ca _{1-x})CO ₃	Polihalita	2CaSO ₄ .MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .H ₂ O
Carnalita	MgCl ₂ .KCl.6H ₂ O	Proberita	NaCaB ₅ O ₉ .5H ₂ O
Colemanita	Ca ₂ B ₅ O ₁₁ .5H ₂ O	Priceita (pandermita)	CaB ₄ O ₁₀ .7H ₂ O
Darapskita	NaSO ₄ .NaNO ₃ .H ₂ O	Rinneita	FeCl ₂ .NaCl.3KCl
Dolomita	Ca _(1-x) Mg _(1-x) (CO ₃) ₂	Sanderita	MgSO ₄ .2H ₂ O
Epsomita	MgSO ₄ .7H ₂ O	Schoenita (Picromerita)	MgSO ₄ .K ₂ SO ₄ .6H ₂ O
Ferronatrita	3NaSO ₄ .Fe ₂ (SO ₄) ₃ .6H ₂ O	Shortita	2CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃
Gaylussita	CaCO ₃ .Na ₂ CO ₃ .5H ₂ O	Silvita	KCl
Glauberita	CaSO ₄ .Na ₂ SO ₄	Syngenita	CaSO ₄ .K ₂ SO ₄ .H ₂ O
Gipsita	CaSO ₄ .2H ₂ O	Taquidrita	CaCl ₂ .2MgCl ₂ .12H ₂ O
Halita	NaCl	Thenardita	Na ₂ SO ₄
Hanksita	9Na ₂ SO ₄ .2Na ₂ CO ₃ .KCl	Thermonatrita	NaCO ₃ .H ₂ O
Hexahidrita	MgSO ₄ .6H ₂ O	Tincalconita	Na ₂ B ₄ O ₇ .5H ₂ O
Howlita	H ₃ Ca ₂ SiB ₃ O ₁₄	Trona	NaHCO ₃ .2NaCO ₃ .Na ₂ SO ₄
Ikaita	CaCO ₃ .6H ₂ O	Tychite	2MgCO ₃ .2NaCO ₃ .Na ₂ SO ₄
Inyoita	Ca ₂ B ₆ O ₁₁ .13H ₂ O	Ulexita	NaCaB ₅ O ₉ .5H ₂ O
Kernita	Na ₂ B ₄ O ₇ .4H ₂ O	Van'thoffita	MgSO ₄ .3Na ₂ SO ₄
Kieserita	MgSO ₄ .H ₂ O		
Langbeinita	2MgSO ₄ .K ₂ SO ₄		

Figura 6. Principais minerais evaporíticos marinhos e não marinhos. Modificado de Warren (2006).

É possível identificar, dentro de uma bacia evaporítica, ciclos evaporíticos definidos através de indicativos de variação da salinidade (Mohriak & Szatmari, 2008). A ocorrência das fases de alta e baixa salinidade da salmoura varia de acordo com a aridez climática e do influxo de água na bacia. Os teores mais baixos de salinidade estão representados pela deposição de camadas de folhelhos orgânicos, extremamente favoráveis à geração de hidrocarbonetos, e sulfetos metálicos (Mohriak & Szatmari, 2008). Teores mais altos de salinidade são marcados pela precipitação de sais mais solúveis, comumente silvinita (Mohriak & Szatmari, 2008).

A ordem de precipitação dos minerais evaporíticos marinhos possui uma sequência definida (Quadro 1), de acordo com as diferentes solubilidades e a quantidade de cada composto disponível na salmoura. Cada mineral requer uma

concentração específica, dada pela perda de água, para que a salmoura se torne saturada e ocorra a precipitação (Mohriak & Szatmari, 2008).

De modo geral, primeiramente depositam-se os carbonatos finamente laminados intercalados com lâminas orgânicas. Em seguida, dentro destes começa a crescer a halita, com cristais grossos interrompendo as lâminas carbonáticas. Juntamente, crescem também nódulos de sulfato na forma de anidrita, geralmente com textura colunar e, às vezes, refletindo vagos contornos de megacristais de gipsita. Todas estas texturas se formam durante períodos de ressecamento, com halita, gipsita e anidrita cristalizando dentro dos poros dos carbonatos pré-existentes (Mohriak & Szatmari, 2008).

Quadro 1. Ordem de precipitação, segundo a concentração da salmoura, dos principais minerais evaporíticos.

Zona	Mineral Primário formador da rocha	Minerais secundários e outros minerais associados (diagenéticos e epigenéticos)	Ordem de deposição	Perda de água (%)
Bischofita	Borato Eutônico Bischofita Sulfato de Magnésio Carnalita Halita Gipsita	Boracita Kieserita Anidrita	6	~99,5
Carnalita	Carnalita Sulfato de Magnésio Kainita Halita	Kieserita Langbeinita Kainita Polihalita Anidrita	5	~99
Silvita	Silvita Hexahidrita Epsomita Polihalita Halita	Kainita Langbeinita Kieserita Polihalita Leonita (?)	4	~99
Sulfato de Magnésio	Epsomita Hexahidrita Polihalita Halita	Kieserita Polihalita Bloedita	3	~99
Halita	Halita Gipsita	Anidrita Polihalita	2	85-90 (Gipsita ± Halita) >90 Halita
Gipsita-Anidrita	Gipsita	Anidrita	1	75-85

Dos minerais citados acima, os mais comuns em bacias evaporíticas (com exceção dos carbonatos, que podem precipitar na forma de calcita, dolomita e aragonita) são os sulfatos de cálcio (gipsita e anidrita), os primeiros a serem depositados, e a halita. Os sais de potássio e magnésio são mais escassos e os últimos a serem depositados. Os boratos são mais incomuns e tem origem não marinha (Mohriak & Szatmari, 2008).

O sulfato de cálcio geralmente deposita-se como gipsita e à medida que perde água, transforma-se em anidrita. Além de ser geralmente o primeiro mineral evaporítico a depositar-se na sequência evaporítica, a gipsita é o último que permanece após a dissolução de minerais mais solúveis. Já a anidrita requer um clima árido, com médias altas de temperatura (acima de 22° C) e temperaturas sazonais superiores a 35° C (Tucker, 2001). A transformação de gipsita em anidrita e vice-versa ocorre devido a mudanças na pressão, temperatura e salinidade. A recristalização dos cristais de anidrita podem produzir mosaicos granulares grossos, cristais fibrosos largos e agregados fibro-radiados. Com a passagem anidrita-gipsita, o mineral se expande e gera um aumento de cerca 60% do volume da rocha, resultando em um corrugamento do conjunto de rochas, que adquire forma enterolítica (Mohriak & Szatmari, 2008).

A halita é o mineral mais abundante nos depósitos antigos, tendo origem tanto marinha como em *playa lakes* (Tucker, 2001). As variações texturais relacionadas a este mineral dependem principalmente do ambiente deposicional, que pode ser subaquoso perene, ou em salinas sujeitas a ciclos de ressecamento e inundação. A recristalização da halita pode ocorrer facilmente durante a diagênese. Alternâncias entre halita e anidrita estão relacionadas a mudanças sazonais da temperatura e/ou composição da salmoura. A análise do conteúdo de Br em halitas pode servir como indicativo do ambiente em que foram depositadas, diferenciando entre marinho (acima de 65 ppm de Br) e não marinho (menos de 50 ppm de Br) (Tucker, 2001).

Os sais de magnésio e potássio e alguns cloretos como silvita e carnalita ocorrem em alguns depósitos marinhos. Estes sais são altamente solúveis e são os últimos a se depositarem, formando camadas pouco espessas. Além disso, devido a sua natureza altamente solúvel, é comum a substituição total destes minerais em contato com água meteórica ou salmouras residuais (Tucker, 2001).

Rochas compostas por evaporitos possuem estruturas e texturas distintas, e são suscetíveis a substituição, recristalização e dissolução. Como os evaporitos são compostos de minerais moderadamente a altamente solúveis, é comum encontrar

em afloramentos e em sub-superfície rasa camadas que foram dissolvidas ou substituídas por outros minerais. O reconhecimento de substituição em evaporitos é baseado em algumas evidências, como a identificação de relictos do mineral original, em casos em que a sílica substitui a gipsita ou anidrita, por exemplo. A forma do mineral ou os nódulos podem se manter como pseudomorfos. A halita é facilmente reconhecível pelo seu hábito cúbico e a gipsita por seu caráter losangular. A sílica na forma de calcedônia comumente ocorre associada aos evaporitos em casos de substituição. Outra substituição comum é com calcita, que ocorre pela ação das bactérias na redução do sulfato quando há muita matéria orgânica disponível. A substituição dos evaporitos é comum em formações carbonáticas de supramaré e intermaré (Tucker, 2001).

Segundo Warren (2010), a variação das texturas resultantes indica tanto a estabilidade hidrológica como o nível de energia mecânica na salmoura no momento da deposição. Evaporitos primários são precipitados em corpos salinos superficiais e retêm as características cristalográficas dos processos deposicionais. Já os evaporitos secundários registram feições de subsuperfície, como recristalização inicial pervasiva e talvez algum fluxo tardio de águas bacinais. Formam-se nos domínios eodiagenéticos e mesodiagenéticos. Os evaporitos terciários ocorrem na telodiagênese, e apresentam características de dissolução e reidratação.

O quadro 2 a seguir reúne algumas das principais feições deposicionais e diagenéticas encontradas nos depósitos evaporíticos que contém gipsita e anidrita, juntamente com a indicação das condições deposicionais.

Quadro 2. Principais hábitos e texturas gerados pela gipsita e anidrita em depósitos evaporíticos. Compilado de Silva (1988) e Paz & Rossetti (2006).

Hábito/texturas	Indicação das condições deposicionais
Gipsita colunar (paliçada)	Crescimento de cristais em salinas com profundidades rasas (<5 m), ambiente subaquoso.
Pseudomorfos de gipsita lenticular	Pseudomorfos se formam em sedimentos do tipo <i>sabkha</i> (esteiras algálicas e lamias dolomíticas) como resultado de diagênese precoce. Fácies de intermaré em <i>sabkha</i> costeiro.
Nódulos de anidrita	Indicadores de <i>sabkha</i> (ocorrem do Golfo Pérsico).
Anidrita laminar (intercalação de lâminas de anidrita e micrita)	Encontrada como camadas finas em lentes salinas.
Gipsita alabastrina	Produto diagenético tardio, inclui grande variedade de texturas, por exemplo, recristalização de gipsita porfiroblástica.
Gipsita porfiroblástica	Gerada pela hidratação da anidrita, ocorre em condições eodiagenéticas.
Espato acetinado incolor ou ligeiramente alaranjado ou Gipsita fibrosa	Produto diagenético tardio formado pela transformação da anidrita em gipsita durante o soerguimento tectônico.
Gipsita chevron	Precipitação primária, formado em condições subaquosas entre a superfície do sedimento e a salmoura devido a saturação em sulfato, deposita na base do corpo salino raso (com menos de 2 m de profundidade). A intercalação desta com a gipsita nodular primária refletem flutuações sazonais da salmoura.
Gipsita ou anidrita nodular-lensoidal	Com a diminuição do nível da salmoura, a gipsita ou anidrita nodular-lensoidal cresce displacivamente dentro dos sedimentos adjacentes (folhelhos, por exemplo). Hábito mais comum de precipitação intrasedimento, tanto em planícies lamosas quanto em outros ambientes sujeitos a condições palustrinas.
Gipsita acicular a fibrosa	Nas laminações pode substituir a gipsita <i>chevron</i> . A ausência de outros tipos de gipsita secundária indica que esta substituição ocorreu logo após a deposição, ainda sob forte influência das condições da salmoura primária. Sendo assim é considerada como um reflexo do acamadamento primário.
Gipsita mosaico	Ao preservar a laminação primária, em alternância com a gipsita <i>chevron</i> a acicular, considera-se que é formada perto da superfície deposicional, logo após a formação das laminações individuais. Pode ser formada pela substituição de anidrita, precipitada como fase primária, indicado pela abundante quantidade de relictos de anidrita dentro dos cristais. Os contatos suturados indicam a não-estabilidade do mineral em baixas temperaturas, refletindo a formação sob eodiagênese.
Gipsarenito ou Gipsita brechada	O nível extremamente baixo da salmoura leva à exposição, resultando no fraturamento da gipsita, brechação do precipitado e em últimos casos a formação de gipsarenito <i>in situ</i> . A possível presença de cutículas em torno dos clastos é atribuída a infiltração mecânica ou a adesão de resíduos na superfície clastos durante o retrabalhamento.
Anidrita ou gipsita pseudonodular	Representa a penúltima fase de formação de gipsita ou anidrita. Sua ocorrência é restrita a gipsita maciça a

	macronodular, onde a estruturas primárias foram inteiramente perdidas. Contém cristais alabastrinos e fibrosos límpidos, considerada de origem secundária, formada em consequência da hidratação, especialmente da anidrita, induzida pelo diapirismo ou outro mecanismo que promove a percolação de água através das rochas evaporíticas. O fraturamento sob condições de remobilização do sal gera o aspecto pseudonodular, ou seja, a quebra em fragmentos individuais. Neste caso pode ocorrer também a precipitação de gipsita fibrosa ao longo das fraturas.
Rosetas de gipsita	Indica a última fase de formação de gipsita, evidenciada pelo fato desta truncar todas as outras morfologias. Agregados de grandes cristais fibrosos de gipsita são formados pela ação de águas intraestratais durante o soterramento ou águas superficiais durante o intemperismo.

Como mencionado acima, as texturas dos minerais evaporíticos variam consideravelmente, dependendo do seu ambiente de precipitação e da sua história diagenética. Estudos com base em análogos atuais mostram que ambas anidrita e gipsita podem ser precipitadas na superfície da Terra em ambientes subaquosos rasos e profundos, e subaéreos em *sabkhas* costeiros e continentais. No soterramento em profundidades de centenas de metros, todo sulfato de cálcio presente é representado pela anidrita. Já no soerguimento, devido a reidratação, a anidrita é convertida em gipsita secundária (origem não deposicional). A figura 7 sumariza o ciclo gipsita-anidrita, ilustrando as principais feições desenvolvidas durante a deposição, soterramento e soerguimento destas rochas (Tucker 2001).

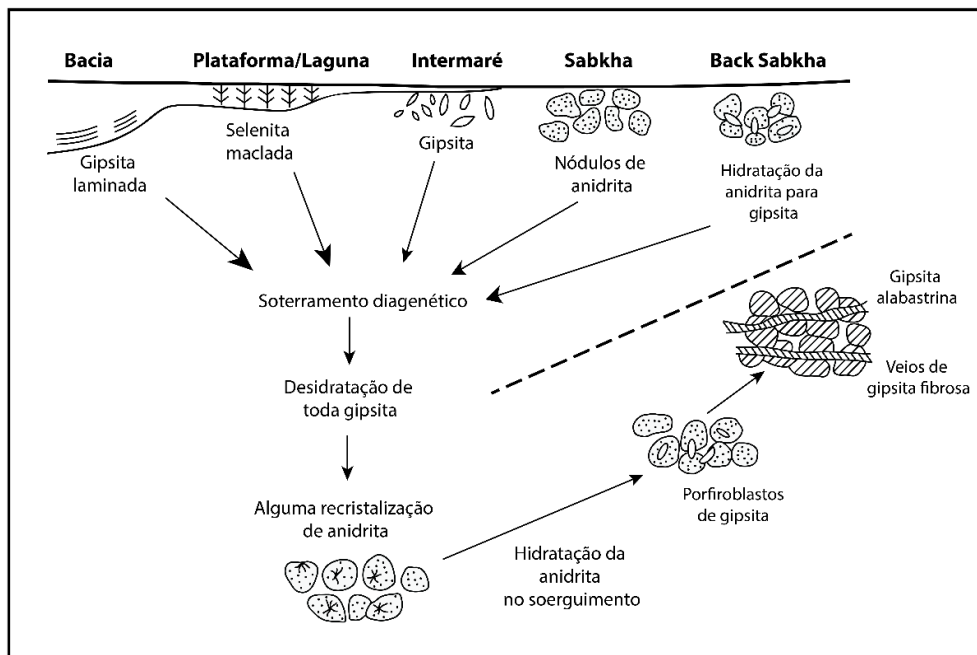


Figura 7. "Ciclo gipsita-anidrita", mostrando as mudanças minerais e texturais desde a superfície, subsuperfície até o soerguimento. Modificado de Tucker (2001).

Devido a íntima relação com as condições climáticas e preservação de importantes feições deposicionais, os evaporitos são ótimos indicadores paleoambientais e paleoclimáticos.

4.1.3 Ambientes Depositionais dos Evaporitos

As rochas evaporíticas podem se formar em ambientes continentais, costeiros e marinhos, sob três condições: na interface ar/água, na interface água/sedimento e no interior dos sedimentos.

Porém, a semelhança faciológica resultante destes processos dificulta em muitos casos a distinção de qual contexto ocorreu à deposição. Durante muito tempo os depósitos evaporíticos foram descritos com base em modelos de sedimentação marinhos. No entanto, com o aprofundamento do conhecimento a respeito de lagos continentais, particularmente lagos salinos, novas proposições surgiram a respeito da interpretação dos ambientes evaporíticos (Silva, 1988).

De acordo com Schreiber & Tabakh (2000), observações em *sabkhas* modernos, playas e depósitos subaquosos rasos de evaporitos demonstram que estes podem formar espessas acumulações em diferentes configurações, porém todas inseridas em ambientes áridos e hipersalinos.

Os principais ambientes de deposição de evaporitos são descritos abaixo, segundo Kendall (1979, 1984) e Warren (2006).

Sabkhas

Sabkha é um termo árabe que significa “planície salgada”. Esta definição é usada para designar planícies desérticas continentais (*playas*) ou costeiras cobertas por sais (Fig. 8).

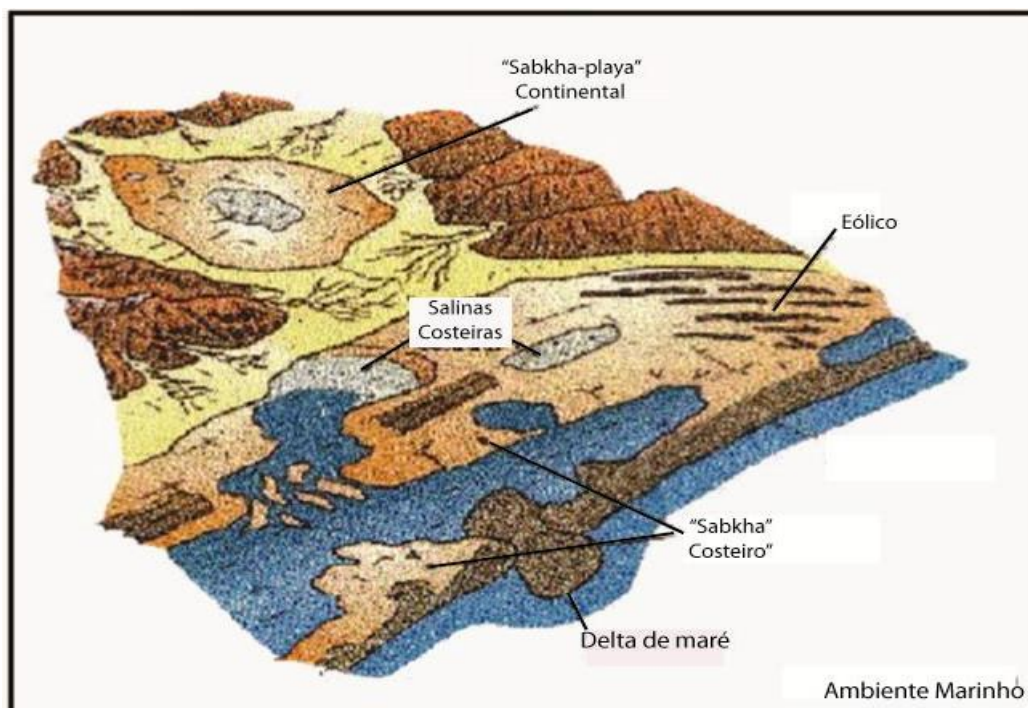


Figura 8. Esquema ilustrativo dos principais ambientes evaporíticos modernos. Modificado de Kendall (1984).

Sabkhas costeiros (evaporitos de supramaré)

Estes *sabkhas* correspondem a vastas planícies de marés carbonáticas formadas em regiões costeiras desérticas onde o aporte de sedimentos clásticos é baixo, em geral. Os subambientes que compõe o *sabkha* costeiro são: lagos salinos ou lagunas restritas, limitados em direção ao mar por planícies lamosas salinas, planícies de maré, barreiras arenosas e possíveis recifes, e pelo lado continental por planícies lamosas salinas e secas, dunas e planícies arenosas (Fig. 9-A). No *sabkha* costeiro o lençol freático é alimentado por águas marinhas superficiais da maré alta e águas doces, e a principal precipitação de minerais evaporíticos é intrasedimento, devido à intensa evaporação das águas intersticiais que ocorre nestas áreas. O sedimento hospedeiro geralmente é argiloso, mas também pode incluir matéria orgânica, areia ou evaporitos depositados precocemente (Benison & Goldstein, 2000).

O crescimento de cristais e nódulos de evaporitos tende a perturbar a textura e a estrutura do sedimento hospedeiro, até que este passa a constituir um elemento secundário, restringindo-se a ocupar espaços em torno dos cristais neoformados de carbonatos, sulfatos e cloretos, ou como inclusões, frequentemente nas linhas de crescimento do cristal, ou ambos os casos. Estes cristais geralmente crescem devagar e tornam-se grandes (Benison & Goldstein, 2000).

Neste ambiente a gipsita pode ser precipitada como cristais deslocantes na forma de rosetas, discoide, selenita e cristais maclados de menos de 1 mm até mais de 25 cm (Tucker, 2001).

Com o aumento da concentração nos fluidos dentro dos poros, devido à intensificação da evaporação, os cristais de gipsita são substituídos por cristais finos, equantes e em forma de “ripas” de anidrita. Isto ocorre quando a salinidade alcança em torno de 260‰. Se o sedimento hospedeiro for preservado forma-se a textura “*chicken wire*” (Tucker, 2001).

Evidências usadas na identificação deste tipo de ambiente é a associação de fácies sedimentares, tais como esteiras algálicas formadas na região intermaré, nódulos e estruturas enterolíticas de sulfato de cálcio, tanto gipsita como anidrita, característico da porção supramaré, e cubos e formas esqueléticas de halita em uma matriz carbonática ou siliciclástica. Outro processo comum é a dolomitização, devido ao aumento da razão Mg/Ca pela precipitação da gipsita (Silva *et al.*, 2000).

Ciclos recorrentes de *sabkha* contendo evaporitos de supramaré superpostos a carbonatos de intermaré e inframaré são comuns. A deposição dos evaporitos também pode ocorrer em águas rasas (lâminas d’água inferiores a 50 m), na interface água/sedimento em lagoas e salinas (Silva *et al.*, 2000). A formação dos cristais se dá pelo movimento da salmouras mais densas, que se deslocam para baixo e para o centro da bacia. Estas salmouras, ao resfriarem, cristalizam e exibem estruturas específicas.

Sabkhas continentais (playas)

Situados na porção central de regiões continentais desérticas, os *playa lakes* são lagos salinos sustentados pelo lençol freático e pelas enxurradas provenientes das regiões montanhosas. Constituem os *sabkhas* continentais lagos salinos cercados por planícies lamosas salinas e secas e planícies arenosas (Fig. 9-B).

A alta evaporação da água nestes locais faz com que haja a concentração dos íons, levando a precipitação de sedimentos químicos. Nos sedimentos finos de *playa*, geralmente a precipitação é de cristais de anidrita, gipsita (“rosas do deserto”) e halita (cúbicos ou esqueléticos) deslocantes. Porém, devido ao influxo das águas continentais, diferentes minerais característicos destes ambientes podem se formar, dependendo da química destas águas (Benison & Goldstein, 2000).

Nas porções mais continentais dos *sabkhas* a anidrita também pode ser precipitada como camadas finas contendo nódulos coalescentes. Estas camadas são comumente irregulares e contorcidas, formando uma textura enterolítica, comum em depósitos antigos.

Nos *playa lakes* podem-se desenvolver também evaporitos laminados, compostos de lâminas de halita e outros sais mais solúveis, associados aos folhelhos lacustres. É comum uma zonação nestes depósitos, com os minerais menos solúveis no entorno do lago e os mais solúveis no centro (Tucker, 2001).

Um exemplo atual deste ambiente é o *Death Valley* (“Vale da Morte”) no oeste dos Estados Unidos, onde as salinas são alimentadas por água doce através de tempestades ou por inundações de rios.

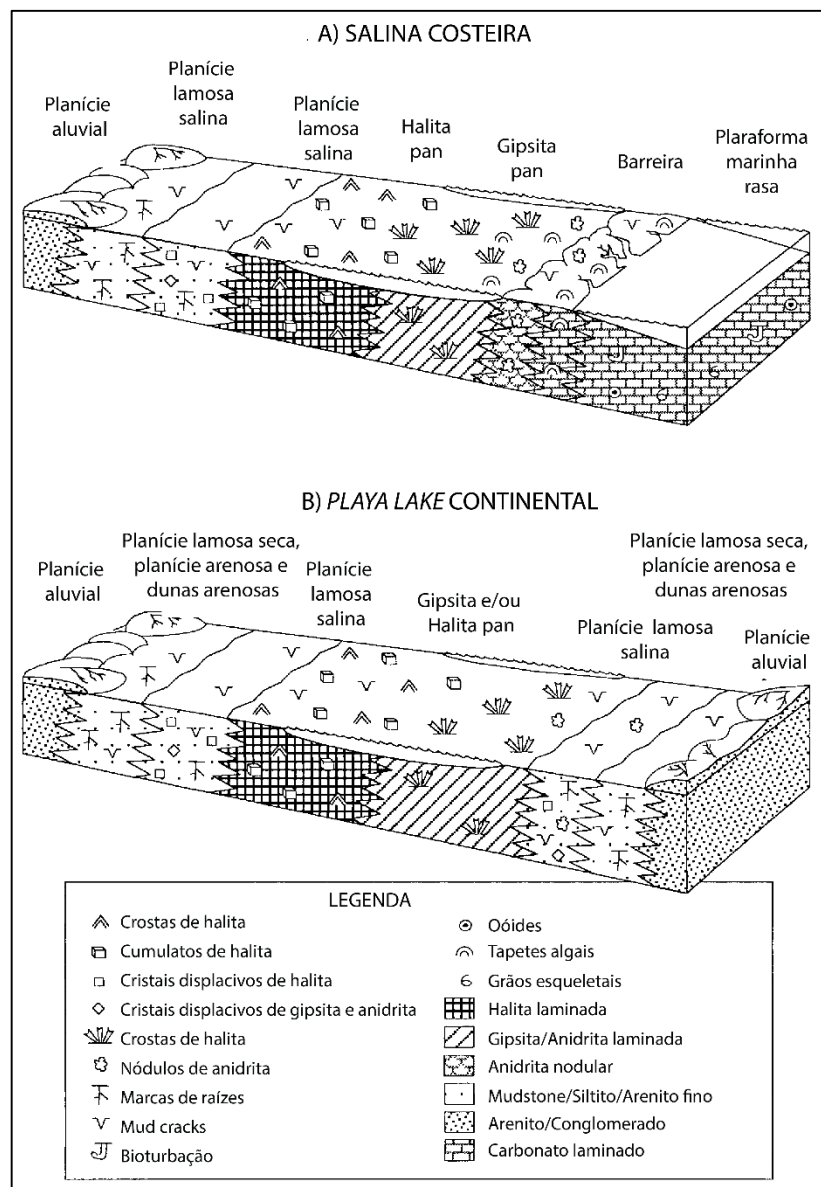


Figura 9. Bloco diagrama esquemático mostrando os tipos de *sabkhas*: A) *Sabkha* costeiro e B) *Sabkha* continental. Estes diagramas ilustram generalizadamente subambientes e suas litofácies, incluindo feições deposicionais e eodiagenéticas. Modificado de Benison & Goldstein (2000).

Evaporitos de plataforma marinha

A ocorrência de extensas e espessas camadas de evaporitos laminados é dificilmente explicada por modelos atuais, não havendo nenhum análogo com as dimensões de alguns dos depósitos antigos. Interpreta-se que estes evaporitos tenham se formando na interface água-ar, em mares plataformais restritos por uma barreira (estrutural ou sedimentar) e com alimentação controlada pela variação relativa do nível do mar (Fig. 10-A) ou em corpos d'água salinos quilométricos, tectonicamente isolados, alimentados pela infiltração marinha e com feições de evaporitos rasos e profundos depositados sincronicamente (Fig. 10-B) (Warren,

2006). Os fatores controladores da salinidade nestes locais, de modo geral, são a velocidade do vento, a temperatura, a umidade relativa do ar, concentração do vapor de água na atmosfera e o nível relativo do mar. As feições características destes depósitos são: evaporitos laminados que se estendem por muitos quilômetros; camadas gradadas de clastos de anidrita, interpretadas como turbiditos; evaporitos brechados e contorcidos, interpretados como escorregamentos, além da intercalação comum com depósitos carbonáticos marinhos (Tucker, 2001). Porém, sabe-se que evaporitos laminados não ocorrem unicamente pela deposição em águas profundas. Podem ter origem em ambientes sujeitos a inundações episódicas, como em salinas (Tucker, 2001).

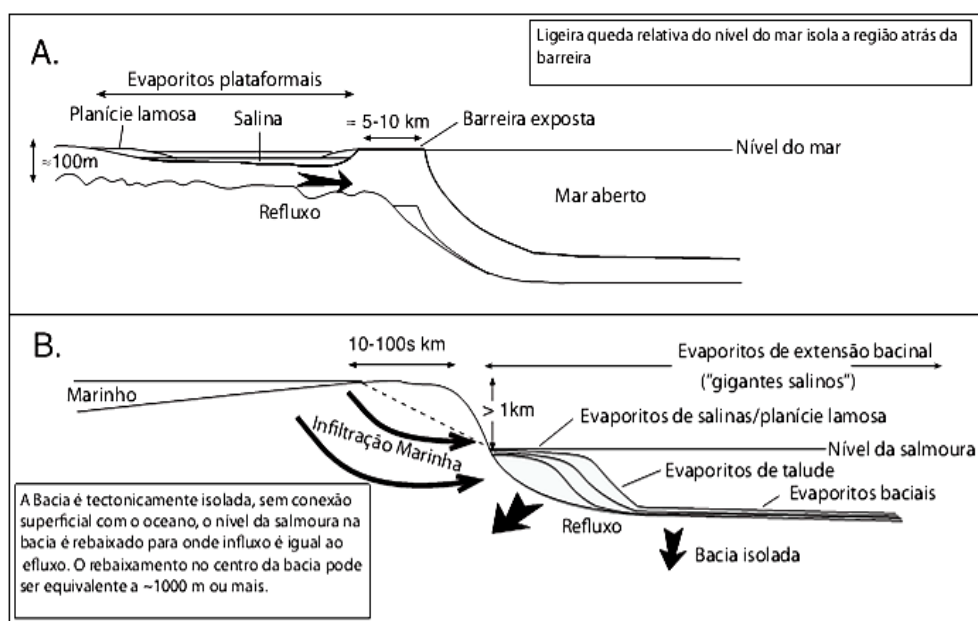


Figura 10. Ambientes evaporíticos antigos sem análogos modernos. A) Evaporitos platformais. B) Evaporitos de extensão bacinal. Modificado de Warren (2006).

Nos vazios intersticiais das rochas ou nas cavidades de dissolução, também pode ocorrer a cristalização de minerais evaporíticos, como por exemplo a gipsita fibrosa preenchendo fraturas, ou como as crostas salinas formadas na superfície lamosa em lagos salgados, playas e *sabkhas* costeiras, constituindo solos salinos. Essas crostas formam-se pela evaporação da água nos poros do solo, gerando gretas de contração. A composição mineralógica é dada pelos íons presentes na água que evaporou (Mohriak & Szatmari, 2008).

As crostas salinas são comumente formadas de halita e gipsita, mas podem ocorrer também carbonatos (trona), boratos e nitratos, comuns em *sabkhas* continentais. Porém, devido à alta solubilidade, estas crostas dificilmente são

preservadas, recebendo pouca atenção nos estudos de ambientes salinos (Mohriak & Szatmari, 2008).

4.2 Isótopos estáveis de S e O

4.2.1 Isótopos estáveis

Átomos são constituídos de prótons, elétrons e nêutrons. Os prótons são partículas de carga positiva, elétrons possuem carga negativa e os nêutrons não possuem carga. Um elemento é determinado pelo número de prótons no seu núcleo. Em um átomo neutro, o número de elétrons é igual ao número de prótons. Para um dado elemento, o número de prótons é sempre constante, porém, o número de nêutrons pode variar. O número de massa de um elemento é dado pela soma dos prótons e dos nêutrons, ou seja, a variação na quantidade de nêutrons afeta o número de massa, causando mudanças químicas e físicas em um mesmo componente (Sharp, 2007).

Um isótopo de um dado elemento difere de outro isótopo do mesmo elemento pelo número de nêutrons no seu núcleo. A maioria dos elementos possui dois ou mais isótopos naturais.

Estritamente falando, qualquer nuclídeo pode sofrer decaimento espontâneo, porém para alguns elementos esta probabilidade é quase negligenciável, por isto são chamados de isótopos estáveis. Os principais elementos que contém isótopos estáveis são: O, C, S, N, H e Cl. Suas razões isotópicas são descritas pela relação entre o isótopo “pesado” e o isótopo “leve”, por exemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, comparados com algum padrão (*standard*): $\delta^{18}\text{O} \text{‰} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}})] * 1000$. Para os isótopos de oxigênio, o padrão utilizado é a água do mar (SMOW = *Standard Mean Ocean Water*) ou a belemnita da Formação *Pee Dee* (PDB = *Pee Dee Belemnite*). Para os isótopos de enxofre, o padrão é o meteorito de *Canyon Diablo* (CDT = *Canyon Diablo Troilite*) (Sharp, 2007).

Quando numa molécula um isótopo leve é substituído por um isótopo pesado, as cargas nucleares e a distribuição eletrônica se mantêm inalteradas. Contudo as energias internas dos diferentes isótopos são levemente diferentes devido às diferenças de massa, e isso gera conseqüentemente uma súbita preferência pelos isótopos pesados serem fracionados em uma fase em relação à outra. Para a maioria dos materiais, o fracionamento dos isótopos de oxigênio varia regularmente segundo uma função de $1/T^2$ e a medida de fracionamento de duas

fases, como dois minerais coexistentes, por exemplo, pode ser usada para estimar a temperatura da formação do mineral (Sharp, 2007).

Os isótopos possuem uma grande importância em estudos nas ciências da Terra e na área da Paleoclimatologia, pois as razões isotópicas de minerais e de inclusões fluidas preservam muitas informações sobre as condições do fluido a partir do qual se formaram. Muitos materiais são utilizados nos estudos paleoclimáticos, incluindo carbonatos, inclusões gasosas em gelo, cherts, argilas, carvão, evaporitos e outros. Os estudos dos isótopos de S e O são importantes porque suas razões isotópicas variam no tempo de forma bem restrita, e em relação à água do mar são constantes. Outro fator de importância se deve aos valores de $\delta^{34}\text{S}$ para água do mar serem geralmente bem distintos dos valores para água de rio.

4.2.2 Isótopos de Enxofre

O enxofre é um importante constituinte da litosfera, biosfera, atmosfera e hidrosfera terrestre. Ocorre nas formas reduzida (sulfetos) e oxidada (sulfatos), e submete-se a mudanças no estado de oxidação como resultado de processos biológicos. A forma oxidada é um dos principais constituintes dos evaporitos.

Existem quatro isótopos estáveis de enxofre, porém os mais utilizados são o ^{34}S e o ^{32}S , devido a sua abundância em relação aos outros. Todos os valores de $\delta^{34}\text{S}$ são relacionados ao padrão CDT, citado anteriormente (Sharp, 2007).

As principais fontes do enxofre presente na atmosfera são de origem antropogênica, através da atividade industrial e da queima de combustíveis fósseis, ou natural, pela emissão de gases vulcânicos. Praticamente em sua totalidade o enxofre está presente na crosta terrestre na forma de minerais depositados nas rochas sedimentares continentais ou no fundo dos oceanos. Uma pequena parcela é encontrada na atmosfera, muitas vezes combinada com o oxigênio. A remoção do enxofre do oceano se dá pela precipitação de sulfatos e sulfetos, e retorna através da erosão dos sedimentos (Sharp, 2007). O enxofre é encontrado em diferentes estados de oxidação nos compostos orgânicos e inorgânicos, e a oxidação e redução das formas de enxofre existentes são realizadas por microrganismos, estabelecendo-se um ciclo biológico contínuo. Em condições anaeróbias, ocorre a redução bacteriana de sulfatos a sulfetos, dentre os quais o sulfeto de hidrogênio (H_2S). Já em condições aeróbias, ocorrerá a oxidação, passando à forma de enxofre elementar e chegando a sulfato (Fig. 11).

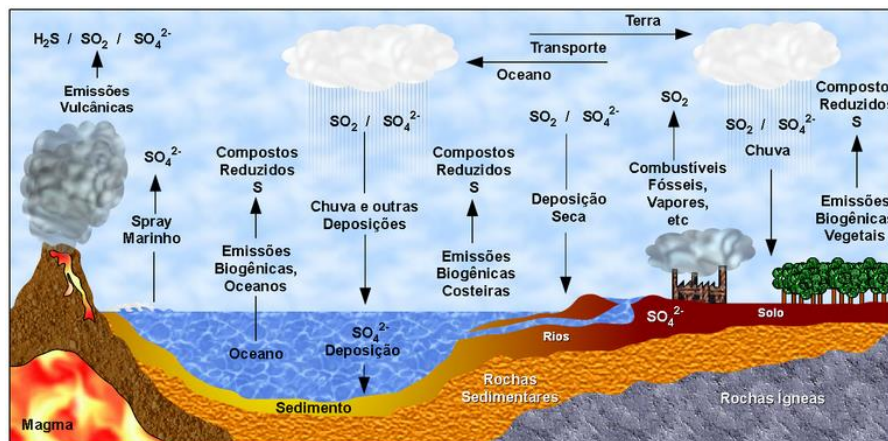


Figura 11. Ciclo do Enxofre, representando as principais formas na quais o enxofre é encontrado na Terra. Adaptado de [http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo_do_Enxofre_\(Sulfur_Cycle\).png](http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo_do_Enxofre_(Sulfur_Cycle).png).

A similaridade entre os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos minerais de sulfato e o sulfato dissolvido no mar significa que depósitos de sulfatos podem ser usados como representantes do valor de $\delta^{34}\text{S}$ dos oceanos no momento em que esses minerais precipitaram. Além disso, sabe-se que desde o Cretáceo até o presente, a variação secular nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ nas águas marinhas é entre 16-22%. Portanto a composição dos isótopos de enxofre pode ser relacionada à sua fonte, podendo ser utilizado para diferenciar evaporitos marinhos dos continentais (Fig. 12). As características da curva secular do $\delta^{34}\text{S}$ podem ser explicadas em termos de remoção ou adição de sulfato reduzido nos oceanos (Sharp, 2007).

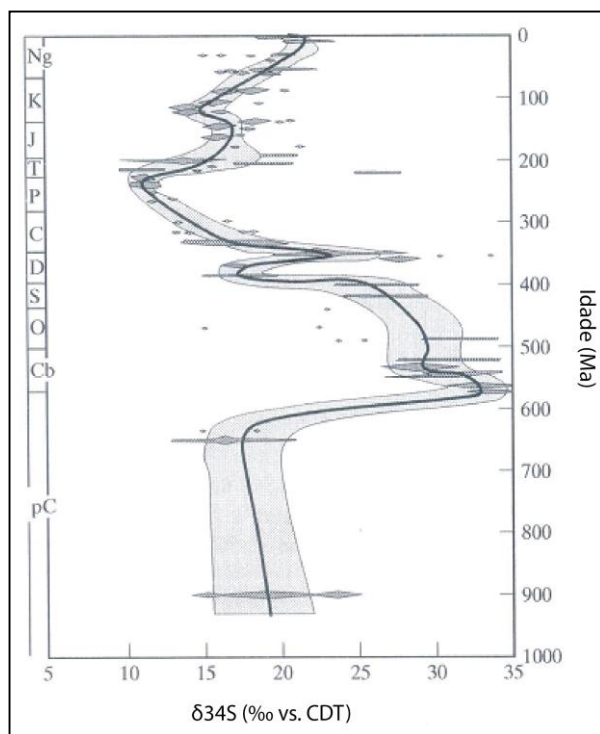


Figura 12. Variações seculares nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos evaporitos. Modificado de Claypool (1980).

Como o fracionamento entre os minerais de sulfato e os sulfatos dissolvidos no oceano é próximo a zero, nem a precipitação e nem a dissolução dos evaporitos tem muito impacto nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos oceanos. Em contraste, o grande fracionamento entre o sulfato dissolvido e os sulfetos produzidos por bactérias significa que a produção ou destruição de sulfetos pode influenciar fortemente o valor de $\delta^{34}\text{S}$ dos oceanos. Os sulfatos são enriquecidos em ^{34}S , enquanto os sulfetos são empobrecidos em ^{34}S .

Durante períodos de intenso intemperismo de sedimentos argilosos, ou seja, folhelhos ricos em sulfeto, o valor de $\delta^{34}\text{S}$ dos oceanos diminui. Baixos valores de $\delta^{34}\text{S}$ registrados em evaporitos indicam intensa erosão de sedimentos continentais e requerem elevada atividade orogênica (Sharp, 2007).

Durante períodos de vigorosa redução dos sulfatos por bactérias e a remoção preferencial do ^{32}S nos sulfetos, o valor de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfatos oceânicos aumenta (Sharp, 2007). Estes valores refletem uma paleogeografia que inclui um cenário marinho raso e amplo, com abundante matéria orgânica, necessária para a redução bacteriana de sulfatos e geração dos sulfetos.

Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfatos continentais podem ser relacionados com a área fonte. Em climas úmidos onde o intemperismo é intenso, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos rios dependem das rochas que estão sendo drenadas, isto é, podem apresentar grandes variações (Sharp, 2007). Em regiões de clima árido próximo aos oceanos, a principal contribuição de enxofre se dá pelos sprays de aerossóis marinhos, ou seja, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ são altos, equivalentes aos valores do mar. A lixiviação de evaporitos e travertinos também gera valores altos de $\delta^{34}\text{S}$ (Sharp, 2007).

4.2.3 Isótopos de Oxigênio

O oxigênio é um elemento químico de símbolo O, número atômico 8 e massa atômica 16. Possui três isótopos estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . Este elemento é o mais abundante sobre a Terra, atualmente representa cerca de 20% da composição da atmosfera. O oxigênio ocorre em compostos gasosos, líquidos e sólidos, em sua maioria estáveis numa ampla escala de temperaturas, o que o torna um elemento muito interessante em geoquímica isotópica, em estratigrafia isotópica de seções marinhas profundas e em inferências de paleotemperaturas (Hoefs, 2009).

Nos ecossistemas, o oxigênio captado pelos seres vivos provém de três fontes principais: gás oxigênio (O_2), dióxido de carbono (CO_2) e água (H_2O). O valor da razão $\delta^{18}\text{O}$ apresenta diversas possibilidades de fracionamento. Devido à grande abundância e à elevada diferença de massas, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é a

normalmente determinada, podendo variar em cerca de 10‰. As águas meteóricas (incluindo vapor, chuva, nuvem) apresentam uma ampla variação, com valores entre -40 e 10‰, enquanto as águas oceânicas possuem valor de $\delta^{18}\text{O}$ em torno de 0‰ (variável entre 0 e 2‰) (Hoefs, 2009).

Quando a água do mar evapora, ocorre um processo de fracionamento natural e mais moléculas de água com ^{16}O são evaporadas (por serem leves), enriquecendo a água atmosférica, nuvens e chuvas com o ^{16}O . Em um ambiente não glacial o balanço de ^{18}O para ^{16}O é mantido porque a água da chuva, caindo sobre o continente, rapidamente retorna para os oceanos pelos rios. Em contraste, durante o período glacial o balanço de ^{18}O para ^{16}O é desequilibrado, porque a mistura atmosférica não retorna rapidamente para o oceano, mas cai como neve e é estocada nas calotas de gelo. Como consequência, durante o período glacial o oceano é enriquecido em ^{18}O . Por conta disso, a assinatura isotópica do oxigênio pode ser utilizada para estimar o volume de gelo no globo e pode ser considerada rastreadora de glaciações ou períodos de tempos frios (Rodrigues & Fauth, 2013).

Em ambientes continentais, os valores da razão $\delta^{18}\text{O}$ servem para avaliar a paleotemperatura dos lagos. Valores isotópicos de oxigênio são altos nas regiões onde o balanço hídrico é negativo, por exemplo em baixas latitudes nas zonas próximas aos grandes desertos, onde a precipitação é mínima e a evaporação é intensa. Nestas regiões tanto a salinidade como os valores isotópicos de oxigênio são altos. Nos cinturões úmidos, em latitudes médias, a precipitação domina sobre a evaporação, de modo que a salinidade e os valores isotópicos são baixos (Zerfass *et al.*, 2011).

Em ambientes continentais, o aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e da salinidade em salmouras é devido ao efeito da temperatura nos isótopos de oxigênio e a mudanças químicas da água e rochas do entorno. Rochas sedimentares evaporíticas possuem um valor muito alto de $\delta^{18}\text{O}$, tipicamente 20-30‰ (Hoefs, 2009).

Os isótopos de oxigênio são intimamente relacionados à composição da água do oceano tendo uma ligação direta com o vapor d'água na atmosfera sobre os continentes, e conseqüentemente com o ciclo de precipitação causador de mudanças de salinidade. Assim, as proporções variáveis de ^{18}O e ^{16}O ($\delta^{18}\text{O}$) na água do mar podem ser consideradas um traçador oceanográfico similar à salinidade, sendo que altas salinidades comumente estão relacionadas com altas temperaturas, e vice-versa (Sousa *et al.*, 2005).

4.2.4 Padrões e terminologias

McKinney *et al.* (1950) introduziu a notação delta (δ) com o intuito de relatar os dados de isótopos estáveis para todos os materiais. As medidas isotópicas são expressas em δ ‰ (delta per mil), e os valores da amostra analisada são comparados com os valores padrões de uma referência, segundo a seguinte fórmula:

$$\delta \text{ ‰} = [R_x - R_p] \times 1000 / R_p, \text{ onde:}$$

R_x : é a razão entre o isótopo pesado e o isótopo leve na amostra

R_p : representa a mesma razão com as medidas do padrão de referência

Um valor positivo para delta indica que a razão entre o elemento pesado e o leve é maior na amostra do que no padrão, e valores negativos de delta significam o contrário. Os valores de delta são reportados com base nas intensidades dos sinais dos íons medidas no espectrômetro de massa de razão isotópica. A análise de espectrometria de massa de gases puros é reprodutível a $\pm 0,01\%$ ou mais. Uma excelente reprodutibilidade como esta não representa a precisão de uma análise individual de uma amostra natural, porque os erros são introduzidos a partir dos procedimentos de preparação de coleta e químicas empregadas (Sharp, 2007).

Comparações precisas de composições isotópicas de materiais podem ser determinados em qualquer laboratório, mas para comparar dados obtidos em diferentes laboratórios, um conjunto de padrões de referência internacionalmente aceitos está disponível para todos aqueles que trabalham nesta área. A medida da composição isotópica de qualquer substância pode ser a mesma em todos os laboratórios após serem feitas calibrações com esses padrões de referência internacionais (Sharp, 2007).

Um material de referência ou padrão ideal usado mundialmente como o “ponto zero” sobre a escala precisa satisfazer os seguintes requisitos: ser homogêneo em composição; estar disponível em grandes quantidades; ser fácil de manusear para preparações químicas e medidas isotópicas, e ter razão isotópica próxima da variação média na natureza (Rodrigues & Fauth, 2013).

A normalização dos resultados a uma escala internacional foi realizada através da introdução de materiais de referência padrão, nomeadamente SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para oxigênio em águas, PDB (*Pee Dee Belemnite*)

para carbono e para oxigênio em rochas e CDT (*Canion Diablo Troilite*) para enxofre (Sharp, 2007).

Dos padrões de referência primários, acima descritos, o SMOW nunca esteve fisicamente disponível, e o PDB e o CDT esgotaram-se rapidamente. Para que fosse possível a calibração de medidas relativamente a estes padrões, a *International Atomic Energy Agency* (IAEA) em Viena, na Áustria, distribuiu materiais que foram cuidadosamente calibrados em relação aos originais, e cujos valores foram internacionalmente aceitos e adotados.

A composição isotópica do *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) é definida como uma média pesada das medidas disponíveis da composição isotópica das principais massas oceânicas. Mas, visto que o SMOW não passa de um conceito e nunca existiu como uma amostra real, não pode ser usado para a calibração de medidas laboratoriais. A partir do momento em que o padrão SMOW foi definido como indisponível, a IAEA forneceu um novo Padrão de Referência Primário, o V-SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*), com composição isotópica semelhante ao SMOW. Atualmente, o V-SMOW é o principal material de calibração para as determinações das variações isotópicas do oxigênio e do deutério, em compostos naturais, e o principal padrão de referência primário para exprimir estas variações (Sharp, 2007).

O PDB consiste num carbonato de cálcio marinho de uma belemnite do Cretáceo, *Belemnitella americana*, da Formação *Pee Dee*, na Carolina do Sul. As razões isotópicas do PDB são muito próximas do calcário de origem marinha, que é consideravelmente enriquecido em ^{13}C relativamente aos compostos orgânicos. Em particular, a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é muito próxima da do bicarbonato dissolvido no oceano, que por sua vez controla a composição isotópica do carbono no CO_2 atmosférico. O CO_2 atmosférico e o bicarbonato presente no oceano constituem as duas grandes fontes de materiais de partida de carbono para os processos envolvidos no ciclo biogeoquímico do carbono. Assim, o PDB é para o carbono o equivalente ao SMOW para os isótopos de oxigênio e hidrogênio. Porém, o PDB já está esgotado e foi substituído por outros materiais calibrados relativamente a ele. O padrão de carbonato de cálcio, V-PDB (Vienna-PDB), ou também NBS-19 (preparado na Califórnia, no Instituto *USGS*), é distribuído para a calibração das determinações de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$. Estando o PDB extinto, o padrão V-PDB foi calibrado indiretamente em relação ao PDB. Por consenso internacional, a composição isotópica do V-PDB, suposto ser idêntico ao PDB, foi fixada como $\delta^{13}\text{C}$

= +1,95‰ e $^{18}\text{O} = -2,20\text{‰}$. O valor de $\delta^{18}\text{O}$ de V-PDB versus V-SMOW é 30,9‰ (Sharp, 2007).

O V-SMOW e o V-PDB são praticamente idênticos aos padrões SMOW e PDB, já indisponíveis. No entanto, o uso preferencial de V-SMOW e V-PDB implica que as medições foram calibradas de acordo com a IAEA, a qual fornece as orientações para a expressão de valores delta, em relação aos materiais de referência disponíveis, normalizados em escalas permil (Sharp, 2007).

O CDT consiste num sulfeto de ferro, FeS (troilite), presente no meteorito de ferro do *Canyon Diablo* no Arizona, Estados Unidos. O enxofre meteorítico foi tomado como padrão de referência, porque a sua razão isotópica $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ apresentava variações muito pequenas e correspondia à razão isotópica média do enxofre terrestre. A razão $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$ do CDT é de 22,2‰. O CDT é consideravelmente empobrecido em ^{34}S (cerca de 20‰) relativamente ao sulfato marinho, que é o reservatório isotopicamente mais homogêneo que existe na crosta terrestre. Tal como o PDB, o CDT também já está esgotado. No entanto, tem sido mantido como material de referência, dado que todos os resultados publicados estão expressos relativamente a ele (tal como com o PDB). Os padrões de sulfeto de prata, IAEA-S-1 e IAEA-S-2, calibrados segundo o CDT e equivalentes ao V-CDT, foram preparados na Nova Zelândia no “*Institute of Geological and Nuclear Sciences*” e são utilizados para a determinação das variações isotópicas do enxofre (Sharp, 2007).

5. METODOLOGIA

Este capítulo consiste na descrição da metodologia utilizada no desenvolvimento do projeto. As técnicas foram escolhidas com base nas suas aplicações para caracterização de depósitos evaporíticos, buscando uma interpretação paleoclimática e paleoambiental.

A metodologia do presente trabalho foi desenvolvida em três principais etapas, além da revisão bibliográfica, desenvolvida ao longo de todo o trabalho: (i) etapa pré-campo, com a escolha dos pontos a serem visitados, (ii) etapa de campo, na qual foram levantados perfis estratigráficos de afloramento e de testemunho, coletadas amostras e capturadas as fotos e (iii) etapa de laboratório, que incluiu a digitalização dos perfis colunares, petrografia quantitativa e qualitativa de lâminas delgadas, análise de isótopos estáveis de O e S, Difratomia de Raio-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com EDS acoplado.

5.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada em todas as etapas do projeto e teve como enfoque os seguintes assuntos: revisão das técnicas analíticas empregadas (MEV, DRX e análise de isótopos estáveis de S e O), artigos e publicações relacionados ao Membro Ipubi e às características texturais dos evaporitos, tanto macroscópicas como microscópicas, e suas relações com os ambientes deposicionais, bem como artigos acerca da interpretação de dados de isótopos estáveis aplicados a evaporitos.

Estas abordagens constituíram os subsídios necessários para a interpretação dos dados produzidos e resultados que foram obtidos neste trabalho.

5.2 Etapa pré-campo

Nesta etapa foi efetuada a predefinição dos afloramentos a serem visitados com o auxílio de cartas topográficas, *Google Earth*® e levantamento das principais minas de gesso cadastradas pelo DNPM nas regiões sudoeste e nordeste da Bacia do Araripe, com o intuito de otimizar o tempo em campo.

5.2.1 Predefinição dos afloramentos

As cartas topográficas foram digitalizadas através do *software ArcGis*® 9.2, com o intuito de construir uma carta topográfica única para a área em estudo e obter uma melhor distribuição e visualização dos pontos visitados, auxiliando também no trabalho de campo. As folhas utilizadas neste trabalho são: Ouricuri (Folha SB.24-Y-D-IV) e Simões (Folha SB.24-Y-C-VI), as quais foram elaboradas pelo Ministério do Exército–Departamento de Engenharia e Comunicações em escala 1:100.000. Sua obtenção foi possível graças à doação da 1ª Divisão de Levantamento de Porto Alegre - 1ª DL

Através do auxílio *software Google Earth*® e dos dados contendo os processos minerários disponibilizados pelo DNPM em formato KML, foram localizadas as minas a serem visitadas. O arquivo do DNPM fornece dados importantes como: fase do processo minerário, área, ano do processo, substância minerada e o titular da área (Fig. 13).

As cavas são facilmente identificadas devido a sua intensa coloração branca, que se destaca na imagem. Este processo foi realizado anteriormente aos campos 1 e 2, sendo que no campo 2 foram escolhidas algumas minas que possibilitaram uma melhor distribuição espacial dos pontos na região.

Ao identificar uma cava de interesse pelo *Google Earth*®, as suas coordenadas aproximadas eram extraídas para, em campo, serem inseridas no GPS. A localização, feita através do GPS e das cartas topográficas, é facilitada devido à grande quantidade de minerações na região e pelo fácil acesso.

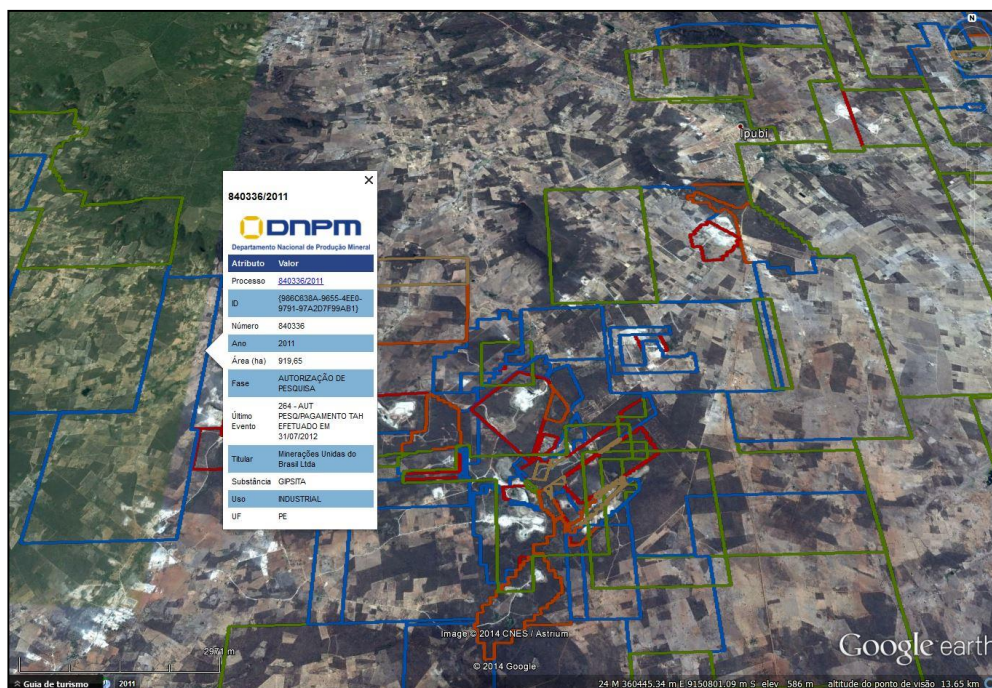


Figura 13. Visualização das poligonais dos processos minerários do DNPM em KML no Google Earth, contendo alguns dados importantes sobre a área, substância minerada, ano do processo e o titular. As diferentes cores representam a fase do processo minerário: Azul=Autorização de pesquisa; Laranja=Requerimento de lavra; Marrom=Disponibilidade; Verde=Requerimento de registro de extração; Vermelho=Concessão de Lavra.

5.3 Etapa de campo

A etapa de campo compreendeu a descrição do testemunho PS-11 e dois trabalhos de campo e teve como objetivo a coleta de dados de rocha que deram subsídio ao desenvolvimento do projeto. Todos os procedimentos realizados foram feitos de forma sistemática e são descritos detalhadamente nos próximos tópicos.

A descrição do testemunho PS-11 foi realizada no dia 26 de fevereiro de 2013, juntamente com a descrição de outros testemunhos relacionados ao projeto que forneceu subsídios a este trabalho. A descrição foi executada na sede do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) na cidade de Recife no estado de Pernambuco.

O primeiro trabalho de campo foi realizado entre 26 de julho e 03 de agosto de 2013, concentrando-se na região do “polo gesso” de Pernambuco, que abrange os municípios de Araripina, Trindade e Ipubi, com enfoque na porção norte-nordeste da região, onde estão as principais minerações. Quatro perfis também foram levantados na região nordeste da Bacia do Araripe no estado do Ceará, nas proximidades do município de Santana do Cariri e Nova Olinda.

O segundo trabalho de campo foi realizado entre 25 de janeiro e 02 de fevereiro de 2014 e abrangeu principalmente a região de Araripina, além de um

perfil no município de Crato-CE, um perfil no município de Santana do Cariri e um perfil no município de Abaiara-CE.

A sistemática desta etapa compreende:

- (i) Levantamento de perfil colunar em escala 1:100 contendo a descrição de litofácies e estruturas sedimentares (aspectos estruturais, texturais e composicionais), dando enfoque às texturas macroscópicas dos evaporitos;
- (ii) Coleta de amostras utilizadas na confecção de lâminas delgadas e nas análises química e isotópica.
- (iii) Aquisição de fotografias de afloramentos e de testemunho.

5.3.1 Localização

O primeiro procedimento adotado ao chegar ao afloramento é a localização e posicionamento do ponto com auxílio de um aparelho GPS (*Global Positioning System*). Neste trabalho os pontos foram nomeados com “CH” seguido do número do ponto, por exemplo, “CH-10”.

5.3.2 Levantamento estratigráfico/Perfis colunares

Análise de fácies

O estudo de rochas sedimentares em afloramentos emprega formas distintas de análises, das quais fazem parte a descrição e a codificação. A descrição é baseada nos aspectos sedimentológicos, texturais, estruturais e paleontológicos de uma rocha. Já a codificação reúne todos aspectos descritivos definindo uma fácies. O termo fácies, segundo Dalrymple (2010), é utilizado para um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular estruturas litológicas, físicas e biológicas, que conferem um aspecto (“fácies”) diferente dos corpos de rocha acima, abaixo e lateralmente adjacentes. As características usadas para definir uma fácies são geralmente aquelas que possuem um significado genético.

A simples definição e o reconhecimento de uma determinada fácies, porém, não são suficientes para se inferir sobre o seu ambiente de formação. É necessário, portanto, estabelecer a forma pela qual as fácies se associam e se sucedem. Utiliza-se para tanto a “Lei da Correlação de Walther”, segundo a qual, em uma sucessão vertical, uma passagem gradacional entre duas fácies sugere que elas estão associadas, tendo sido geradas em ambientes deposicionais lateralmente

contíguos, ao passo que um contato abrupto ou erosivo pode indicar intervalos de não deposição ou mudanças significativas no ambiente deposicional (Ferreira *et al.*, 2001). Sendo assim, em uma sucessão vertical de fácies, podem ser reconhecidas associações de fácies que, segundo Reading (1980), são um grupo de fácies que ocorre em conjunto e que pode ser relacionado genética e ambientalmente.

Neste trabalho optou-se por usar o código de fácies criado por Miall (1996) (Quadro 3), por ser amplamente reconhecido. A nomenclatura utilizada neste conjunto de fácies é constituída por duas letras: a primeira, maiúscula, indica a granulometria dominante e a segunda, minúscula, uma característica qualquer, por exemplo, estruturas sedimentares presentes.

As fácies evaporíticas e carbonáticas receberam uma nomenclatura específica, com siglas baseadas neste código. Utilizou-se as estruturas laminada, maciça ou brechada, para definir as fácies para os evaporitos. Para evaporitos laminados utilizou-se “El” e para os evaporitos maciços “Em”, para os *mudstones* maciços utilizou-se “MUDm” e ‘MUDI’ para os laminados. As demais características foram adicionadas na coluna “descrição litológica”.

As interpretações mineralógicas em campo são feitas com base na coloração e nos hábitos comuns dos sulfatos. Porém, a correta definição da mineralogia só será possível através das informações das lâminas petrográficas, MEV e DRX.

Quadro 3. Classificação de litofácies fluviais (Miall, 1996).

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (<i>lags</i>)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais

Gp	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scour fills</i>), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (<i>scour fills</i>)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (<i>swamps</i>)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Perfil Colunar

O perfil colunar representa um modo padrão de registrar e resumir os dados das sucessões de rochas sedimentares. Sendo assim, o levantamento de um perfil colunar constitui uma forma de representar graficamente uma sucessão vertical de fácies em uma área aflorante, levando em conta os contextos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, direções de paleocorrentes e paleontológicos (Fig. 14). Ainda contribui na impressão imediata da sucessão

vertical de fácies, identifica facilmente repetições e mudanças importantes nas fácies sedimentares e torna-se uma maneira conveniente de correlacionar seções de idades similares em lugares diferentes (Coe, 2010).

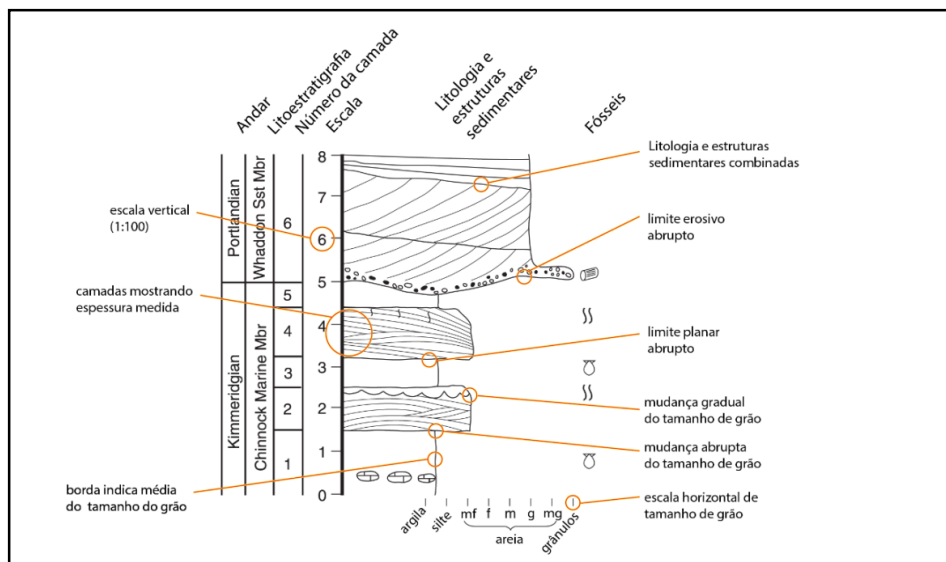


Figura 14. Exemplo de perfil colunar sumarizando diversos dados das fácies. Modificado de Coe (2010).

As informações contidas no modelo de perfil estratigráfico escolhido para este trabalho (Fig. 15) incluem: 1) cabeçalho no qual se encontram o nome do ponto, coordenadas geográficas, data e escala e símbolos de estruturas comumente utilizadas; 2) corpo do perfil, contendo o espaço para a representação gráfica do perfil, na qual a espessura das camadas, a ordem do empilhamento, a partir de um *datum* de exposição, e as estruturas são feitas no eixo Y e a granulometria dos sedimentos no eixo X; no restante do corpo encontram-se colunas com espaço para o código de fácies, paleocorrentes e outras medidas estruturais, estruturas sedimentares e conteúdo fossilífero, localização das fotos, localização das amostras e descrição litológica. A granulometria utilizada contém as distribuições siliciclásticas, utilizando o tamanho argila para a representação dos evaporitos e o tamanho silte para a representação dos carbonatos. As demais litologias siliciclásticas são representadas de acordo com suas respectivas granulometrias.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		PONTO/SEÇÃO:	
ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU DEFORMACIONAIS M Maciço Estr. Cruz. Bxo. Ângulo Lam. Plano Paralela Estr. Cruzada Planar Lam. Cruz. Cavalgante Fluidização Lam. Ondulada Lam. Convoluta Lam. Ondulada Truncada Estrutura em Chama Estr. Cruz. Tangencial Escorregamento Estr. Cruz. Acanalada Estrutura de Carga Ripples		ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS Estratos cruzados compostos por marcos ond. côncos Estruturas de adesão Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos Estratificação cruzada de baixo-ângulo Estratificação horizontal	
		FOSSEIS Bioturbação Conchas Fósseis Restos Vegetais Marca de raiz	
		Coord. UTM E: N: Data: Escala:	
		ASSOC. Fácies	Fotos Amostras
		DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	
Paleocorrente Estruturas		(Large empty grid for lithological description)	
(Large empty grid for stratigraphic column)			
BI Sx Gr G M F M ₂ S Ag Área		Página /	

Figura 15. Modelo padrão utilizado no campo para o levantamento de perfis colunares e descrição das fácies.

No total foram levantadas 17 seções colunares em campo e 1 seção colunar de testemunho contendo registro dos evaporitos, em escala 1:100. A espessura das camadas foi medida com auxílio de uma trena. Em campo a descrição é feita da base para o topo, na ordem estratigráfica, geralmente em cortes verticais na cava das minas, sempre observando a ocorrência de deslocamentos por falhas. Neste caso tomou-se o cuidado de utilizar uma camada guia para não haver repetição na descrição. Devido a ocorrência de diversas minas na região estudada, optou-se pelo levantamento de perfil em cavas nas quais as camadas estavam pouco ou nada basculhadas (Fig. 16). A descrição do

testemunho é realizada da base para o topo. Atentou-se para os intervalos nos quais não houve recuperação de rocha, neste caso foi realizada a caracterização da amostra de calha, quando recuperada, ou definiu-se como encoberto quando não houve nenhuma recuperação.



Figura 16. Foto ilustrando a descrição do perfil colunar em afloramento

Descrição Macroscópica

A caracterização macroscópica das 19 amostras coletadas em campo foi efetuada com base na disposição e dimensões das principais estruturas, na coloração das rochas e na presença de feições relevantes como veios e rosetas. Na descrição dos evaporitos utiliza-se a mesma nomenclatura das rochas cristalinas.

Amostragem

A coleta de amostras (Fig. 17) foi realizada em cada perfil levantado, de forma sistemática, recebendo como denominação o número do ponto com o prefixo “CH”, seguido de uma letra maiúscula na ordem alfabética, por exemplo, CH-01-A. A localização de onde foi retirada a amostra está indicada no perfil colunar na coluna “Amostras”. As amostras escolhidas incluem as principais fácies evaporíticas encontradas e outras feições importantes destinadas a análises e laminação.

A coleta de amostras teve como finalidade a confecção de lâminas petrográficas, descrição macroscópica em detalhe, análise isotópica, análise na Difração de Raios-X e análise ao Microscópio Eletrônico de Varredura.



Figura 17. Foto mostrando a coleta de amostras no afloramento.

Captura de Fotos

A captura de fotos teve como objetivo ilustrar as principais feições do afloramento e seus detalhes, como as fácies descritas, contatos entre as litologias, estruturas encontradas e outras características importantes de campo. Cada foto encontra-se indicada no perfil colunar na coluna “Fotos” e recebe a denominação do perfil e da metragem em que foi tirada. No caso de haver mais de uma foto na mesma metragem, esta recebe uma numeração ao fim, por exemplo, CH12.1,50m(01).

5.4 Etapa de laboratório

5.4.1 Digitalização dos perfis colunares

Os 17 perfis levantados em campo e o perfil do testemunho PS-11 foram digitalizados com auxílio do programa *Adobe Illustrator CS4*, totalizando 18 perfis colunares. O perfil colunar é confeccionado com as ferramentas de desenho e preenchido com os padrões das estruturas sedimentares. Todas as informações dos afloramentos contidas em cada coluna também foram repassadas para o perfil digitalizado.

5.4.2 Microscopia óptica

Através da microscopia óptica é possível a identificação dos constituintes mineralógicos, tanto primários quanto diagenéticos para as rochas sedimentares,

das texturas e as relações paragenéticas entre os minerais, possibilitando a caracterização e classificação das rochas em estudo.

Lâminas Petrográficas

As lâminas foram confeccionadas pela Spectrum Petrographics Inc., nos Estados Unidos e pelo Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências (UFRGS). Todas as lâminas foram impregnadas com resina epoxy azul para destacar a porosidade. A denominação das lâminas refere-se às amostras coletadas em campo a partir das quais foram confeccionadas, porém ao invés de serem utilizadas letras maiúsculas após a numeração do ponto, foram designadas com letras minúsculas, por exemplo CH-02-b. De qualquer forma a lâmina com letra minúscula refere-se a mesma amostra, esta porém, com letra maiúscula.

Foram confeccionadas 18 lâminas delgadas, sendo 2 lâminas provenientes do poço PS-11 (PS-11-73,1 e PS-11-74,1) e 16 lâminas provenientes de afloramentos (CH-02-b; CH-10-a; CH-10-b; CH-12-a; CH-12-b; CH-21-b; CH-21-c; CH-22-d; CH-22-e; CH-22-f; CH-39-a; CH-39-c; CH-39-d; CH-39-e; CH-39-f; CH-42-a) da Bacia do Araripe, todas correspondentes ao Membro Ipubi.

Descrição Petrográfica e Contagem de Pontos

As lâminas foram analisadas sistematicamente com microscópio petrográfico convencional com *charriot* acoplado, a fim de movimentar a lâmina segundo intervalos regulares (Fig. 18). Esse espaçamento é regulado pela granulometria da rocha, com o intuito de evitar que mais de um ponto seja contado no mesmo constituinte.



Figura 18. Microscópio Leitz Laborlux 12 com *charriot* acoplado.

Utilizando o software *Petroledge*[®] (De Ros *et al.*, 2007) para armazenamento e processamento dos dados petrográficos, foi realizada a quantificação (análise modal) pela contagem de 300 pontos em cada lâmina por meio de travessas perpendiculares à estrutura principal da rocha. A discriminação da composição dos carbonatos associados aos evaporitos foi feita pelo tingimento com uma solução de Alizarina e Ferricianeto de Potássio (Tucker, 1988). O carbonato reage com a solução e apresenta coloração diferente dependendo da composição. Calcita (CaCO_3) tende a ficar com tons róseos, enquanto calcita ferrosa apresenta tons violáceos. Já a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) não tinge, enquanto que dolomita ferrosa até anquerita apresentam tons azulados a esverdeados.

Os estudos petrográficos foram utilizados neste trabalho com o objetivo de identificar a mineralogia evaporítica, além de caracterizar seus respectivos hábitos e texturas, caracterizar as mineralogias primárias e diagenéticas, verificar relações paragenéticas e descrever a porosidade. O estudo microscópico realizou-se através da descrição e análise quantitativa em lâmina delgada.

Com intuito de aprimorar a descrição adotou-se a classificação presente em Mackenzie *et al.* (1982) para realizar a distinção entre o tamanho de grão/cristalinidade (Quadro.4), assim é proposta a seguinte divisão:

Quadro 4. Classificação da cristalinidade em razão do tamanho dos cristais, segundo Mackenzie *et al.* (1982).

Grosso	Acima de 5 mm
Médio	1 mm - 5 mm
Fino	0,05 mm – 1 mm
Muito fino	Abaixo de 0,05 mm

Devido à importância da caracterização dos minerais evaporíticos neste trabalho, foi realizada uma descrição em detalhe de todos os seus diferentes hábitos e mineralogias presentes nas lâminas petrográficas. Utilizando principalmente os trabalhos de Silva (1988) e Paz & Rossetti (2006) como base para a identificação, foram classificados 16 hábitos de sulfatos.

A diferenciação entre as texturas descritas foi realizada em lâmina petrográfica, sempre observando a correlação com a respectiva amostra macroscópica. Os principais aspectos analisados incluem a disposição dos cristais e a presença de matriz argilosa ou micrítica.

Após a descrição das lâminas delgadas, foi realizada a aquisição das imagens utilizando câmeras digitais acopladas ao microscópio óptico. As principais

feições texturais e composicionais das lâminas analisadas foram ilustradas através da confecção de *plates* contendo fotomicrografias dos constituintes primários e diagenéticos. As fotomicrografias foram obtidas no Laboratório de Petrologia Sedimentar da UFRGS e tratadas no programa *Adobe Photoshop* para ajuste de cor e inserção da escala gráfica.

5.4.3 Difractometria de Raios-X

A difratometria de Raios-X é utilizada para a identificação das fases minerais não determinadas pela microscopia óptica. Sendo assim, corresponde a uma das principais técnicas de caracterização microestrutural de materiais cristalinos, encontrando aplicações em diversos campos do conhecimento.

A análise por difração consiste em utilizar Raios-X que, ao atingirem um material, podem ser espalhados elasticamente, sem perda de energia pelos elétrons de um átomo. Se os átomos que geram este espalhamento estiverem arranjados de maneira sistemática, como em uma estrutura cristalina, será provocada uma interferência construtiva, detectada pelo contador de radiação e traduzida em termos de sinal eletrônico para um registrador gráfico. Como cada substância irá gerar um padrão difratométrico específico. Este é comparado a um banco de dados e então é possível a identificação da amostra cristalina analisada. Por último as análises são interpretadas por um programa em que os picos são indexados nos difratogramas (DIFRAC^{PLUS}).

As amostras coletas em campo, com o intuito de caracterizar da melhor forma possível a composição da assembleia mineralógica dos evaporitos.

As análises foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS. O método utilizado é o Método do Pó, no qual cerca de 10 g do material pulverizado (Fig. 19) é depositado em um sulco na lâmina de vidro procurando-se manter a desorientação das partículas, onde todos os minerais ou estruturas cristalinas são analisados em rocha total.

O equipamento utilizado foi um difratômetro *SIEMENS – BRUKER-AXS D5000* (Fig. 20) com goniômetro θ - θ . A radiação empregada foi $K\alpha$ em tubo de cobre nas condições de 40kV e 25mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para análise do pó foram 2 segundos para $0,02^\circ$ de grau do goniômetro de 2° a $72^\circ 2\theta$.



Figura 19. Amostra CH-39-F pulverizada para análise de Difração de Raio-X.

O difratograma representa o valor da intensidade relativa (eixo Y) relacionado com o ângulo de espalhamento (2θ) (eixo X) gerado pelo feixe de raio-X ao incidir nos planos cristalinos do mineral. A intensidade relativa ou difratada, dentre outros fatores, é dependente do número de elétrons no átomo; adicionalmente, os átomos são distribuídos no espaço, de tal forma que vários planos de uma estrutura cristalina possuem diferentes densidades de átomos ou elétrons, fazendo com que as intensidades difratadas sejam, por consequência, distintas para os diversos planos cristalinos.



Figura 20. Foto do difratômetro SIEMENS 5000.

A análise semiquantitativa resulta da comparação dos padrões com picos do difratograma, o que fornece assim uma ideia de composição percentual existente na amostra.

As análises da difração de Raios-X buscaram identificar as fases mineralógicas presentes nas amostras, possibilitando diferenciar

composicionalmente os sulfatos. Foram escolhidas 18 amostras de rochas evaporíticas contendo as diferentes estruturas macroscópicas descritas, apresentando variações em relação a presença de rosetas, veios, cristalinidade e espessura da laminação, além de uma rocha carbonática composta por ostracodes, presente entre as camadas de evaporitos (Tab. 1).

Tabela 1. Relação das amostras escolhidas para análise de Difratomia de Raio-X.

Amostra	Estrutura macroscópica
CH-01-B	Laminada
CH-10-A	Maciça recortada por veios
CH-10-B	Laminada
CH-12-A	Maciça fina com resquícios de laminação
CH-12-B	Maciça grossa
CH-21-B	Maciça fina
CH-21-C	Laminada levemente obliterada
CH-21-E	Veio fibroso
CH-22-D	Maciça grossa
CH-22-E	Laminada
CH-22-F	Brechada
CH-39-A	Laminada recortada por rosetas
CH-39-B	Laminada recortada por rosetas
CH-39-C	Laminada recortada por rosetas
CH-39-D	Venulada
CH-39-E	Carbonato composto de ostracodes
CH-39-F	Maciça média recortada por veios
CH-42-A	Brechada

Na interpretação dos difratogramas foi utilizada a base de dados DIFFRAC^{PLUS}. Observa-se que apenas minerais em quantidade acima de 2% na amostra, podem ser detectados neste procedimento.

5.4.4 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O microscópio eletrônico de varredura equipado com unidade de microanálise permite, entre suas muitas aplicações, observar em detalhe as associações minerais, suas alterações, inclusões, zoneamentos e caracterizar os elementos químicos formadores do mineral, além de ressaltar a presença de elementos estranhos à rede cristalina.

Na microscopia de varredura, o feixe de elétrons incide na amostra e os elétrons retroespalhados na superfície do material são captados. Caso os materiais não sejam eletricamente condutores, a amostra tem que ser metalizada com um filme fino de Al, Au, C ou outro metal, antes de serem colocadas no compartimento.

Caso as amostras contenham carbonatos, aconselha-se a metalização com outro metal que não seja carbono, para que não haja interferência nos resultados das análises de composição.

O MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio, mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. O feixe gerado passa por lentes condensadoras e por uma lente objetiva que o focaliza sobre a amostra. Logo acima da lente objetiva existem dois estágios de bobinas eletromagnéticas responsáveis pela varredura do feixe sobre a amostra (Figura 21).

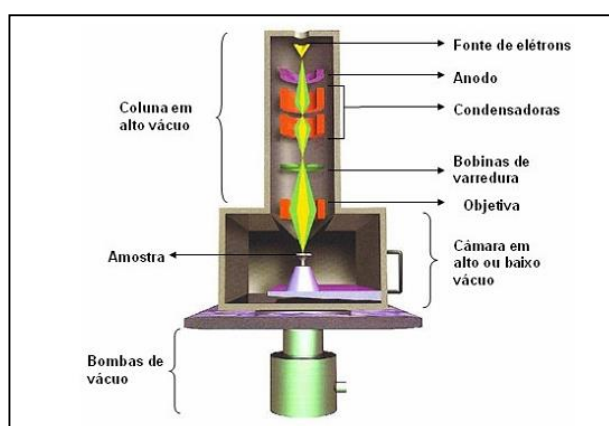


Figura 21. Desenho esquemático da coluna do MEV.

O feixe eletrônico, além de gerar uma imagem de alta magnificação (imagem topográfica produzida pelo contraste em função do relevo; elétrons secundários), também produz raios-X fluorescentes, emitidos pelos elementos químicos constituintes da amostra (imagem de composição gerada pelo contraste de tonalidade em função do número atômico dos elementos presentes na amostra; elétrons retroespalhados). Deste modo, pode-se realizar a microanálise, isto é, determinar qualitativa e semiquantitativamente a distribuição desses elementos na amostra, segundo método de energia dispersiva (EDS- *Energy Dispersive Spectroscopy*) através de detectores de estado sólido.

A microscopia eletrônica de varredura foi utilizada neste trabalho com intuito de identificar e detalhar o hábito e a composição de diferentes fases minerais identificadas em lâmina, especificamente sulfatos, carbonatos e argilominerais.

As lâminas CH-10-B e CH-39-C passaram primeiramente por um processo de metalização efetuado através da deposição de um filme de carbono. Já as lâminas CH-39-A e PS-11-59,75 foram cobertas com ouro, já que continham carbonatos.

As amostras selecionadas foram analisadas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências da UFRGS. O equipamento utilizado (Figura 22) é constituído por um sistema do qual fazem parte um Microscópio Eletrônico de Varredura (*Jeol 6610-LV*), utilizado para análises por elétrons retroespalhados, operando em alto vácuo a 15 kV, e um detector EDS acoplado (Marca *BRUKER* modelo *Nano X Flash Detector 5030 (133eV)*).

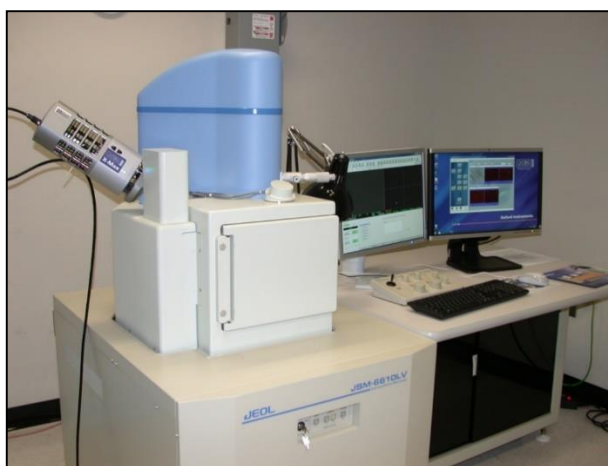


Figura 22. Foto do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV–Jeol 6610-LV) utilizado.

A utilização da Microscopia Eletrônica de Varredura com o detector EDS acoplado teve como objetivo complementar informações sobre as características mineralógicas e composicionais das lâminas descritas. Foram selecionadas quatro lâminas petrográficas (CH-10-b; CH-39-a; CH-39-c e PS-11-59,75).

As análises de microscopia eletrônica de varredura por elétrons retroespalhados (*backscattering electrons*, BSE) e as análises por EDS (*energy dispersive x-ray detector*) foram realizadas em 3 pontos da amostra CH-10-b, 3 pontos da amostra CH-39-c, 6 pontos da amostra CH-39-a e 2 pontos da amostra PS-11-59,75, totalizando 14 análises. A faixa de magnificação utilizada durante a análise variou de 270x a 2300x e a voltagem de aceleração foi de 12.0 kV a 15.0 kV.

As amostras CH-10-b e CH-39-c foram escolhidas por conterem um mineral de relevo alto, birrefringência baixa, geralmente euédrico e parcialmente corroído, o qual não foi possível reconhecer em lâmina petrográfica tampouco na análise por DRX. Este mineral foi registrado em 12 das 18 lâminas descritas.

A amostra CH-39-a foi selecionada por conter um mineral lenticular, menor do que 20 μm e com birrefringência semelhante ao carbonato, esse ocorre recobrando a gipsita em quase toda a lâmina. No MEV foram procurados cristais

com tamanho e forma semelhantes aos visualizados na lâmina. A análise foi realizada em duas áreas totalizando seis pontos.

Com o objetivo de identificar os argilominerais presentes entre os nódulos de gipsita descritos em lâmina selecionou-se a amostra PS-11-59,75, a qual contém uma quantidade significativa do material a ser analisado. Foram realizados dois pontos (9 e 10) em uma área da amostra.

Para a interpretação dos resultados foram utilizados como base de consulta o site WEBMINERAL e Deer *et al.* (2000).

5.4.5 Análise de isótopos estáveis de S e O

A análise de isótopos estáveis é utilizada para identificar e quantificar moléculas e átomos de uma substância com base na massa dos isótopos.

O aparelho utilizado neste tipo de análise é o espectrômetro de massa que separa íons, positivos ou negativos, produzidos a partir de átomos ou moléculas, de acordo com a razão massa/carga (m/z). O espectrômetro que utiliza o sistema de entrada dupla é o espectrômetro de massas para razão isotópica (*isotope ratio mass spectrometer*) ou IRMS. Quando o espectrômetro está acoplado ao sistema de entrada utilizando um fluxo de gás hélio, ao invés do sistema de entrada dupla, passa a denominar-se IRMS de fluxo contínuo (*continuous flow*) ou CF-IRMS (Figura 23).

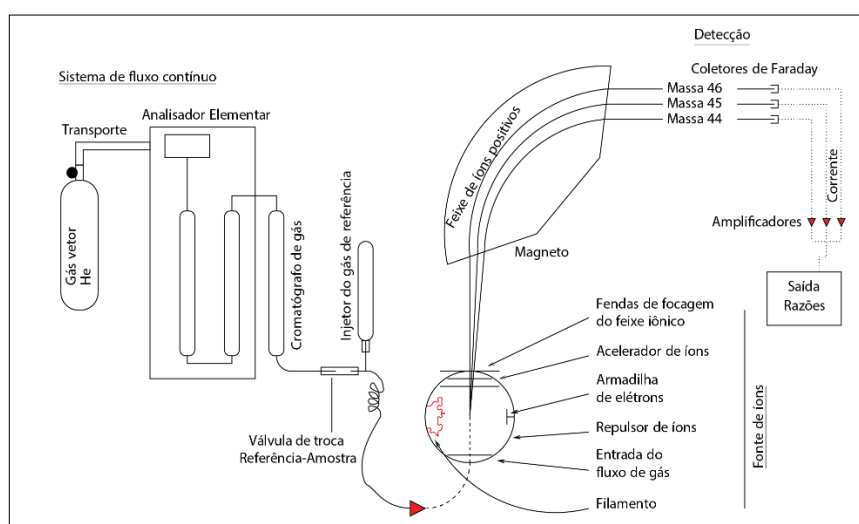


Figura 23. Esquema de funcionamento do sistema do CF-IRMS. As amostras são introduzidas em um fluxo de hélio e os diferentes gases são separados em uma coluna cromatográfica de gás. Em seguida, são direcionados ao espectrômetro de massa, onde passam pela fonte de íons e pelos coletores de Faraday, os quais registram as massas dos gases (na figura, as massas 44, 45 e 46 representam os isótopos de CO_2). O sinal dos diferentes isótopos dos gases são registrados simultaneamente. Quando obtidos os resultados, integração da área dos picos em relação aos padrões, estes podem ser usados para determinar razões isotópicas no formato delta convencional Modificado de Ferreira (2008).

O procedimento de análise, de forma geral, é descrito a seguir. As amostras sólidas são submetidas à alta temperatura em um tubo de combustão (analisador elementar) e transformadas em uma fase gasosa. Ao utilizar o sistema de fluxo contínuo (CF-IRMS), um fluxo de gás de arraste (He ultra puro) carrega o gás produzido até a coluna cromatográfica, onde é purificado e em seguida é introduzido diretamente na fonte de íons do espectrômetro de massa. O método de ionização mais empregado em CF-IRMS é o de ionização por impacto de elétrons (“*electron ionization*” – IE). Na IE o analito de interesse, em fase gasosa, é bombardeado com elétrons de alta energia (geralmente 70 eV). As moléculas do analito absorvem esta energia, desencadeando vários processos, dentre os quais o mais simples é aquele em que o analito é ionizado pela remoção de um único elétron. Após a ionização/fragmentação das moléculas, os íons são acelerados por um campo elétrico e em seguida encaminhados para o analisador magnético, onde será gerado um feixe de íons que será focalizado para os coletores, sendo assim detectados por “Faraday cups” posicionados ao longo do plano de imagem do espectrômetro de massa. Após passarem pelos coletores os íons são finalmente detectados. Por fim, é produzida uma linha de regressão que será usada para converter a área do pico de incógnitas em valores totais de elementos para cada amostra, gerando um gráfico da abundância (ou intensidade) relativa (%) X massa/carga. As razões carga/massa obtidas são então comparadas repetidas vezes a um material de referência (Sharp, 2007).

Para este trabalho foram selecionadas 18 amostras, através de suas feições macroscópicas. Procurou-se analisar em diferentes amostras todas as estruturas descritas: laminada, maciça, brechada e em veios, para que além de caracterizar a assinatura isotópica do fluido que gerou os depósitos, fosse possível identificar as variações das razões isotópicas dentre as diferentes fases dos sulfatos. A tabela 2 contém todas as amostras selecionadas com suas respectivas estruturas macroscópicas descritas.

Tabela 2. Amostras selecionadas para análise isotópica com base na estrutura macroscópica.

Amostra	Estrutura Macroscópica
PS-11-59,75	Maciça
PS-11-73,1	Maciça
PS-11-74,1	Maciça
CH-01-B	Laminada
CH-2-B	Maciça
CH-8-F	Veio fibroso
CH-10-A	Maciça

CH-10-B	Laminada
CH-11-B	Laminada
CH-12-A	Maciça
CH-12-B	Maciça
CH-12-C	Veio fibroso
CH-21-B	Maciça
CH-21-C	Laminada
CH-21-E	Veio fibroso
CH-22-D	Maciça
CH-22-E	Laminada
CH-22-F	Brechada

As análises foram realizadas no Departamento de Ciências da Terra e do Meio Ambiente da Universidade de Windsor, na cidade de Windsor, Canadá. Os procedimentos adotados foram os seguintes:

1) As amostras foram pesadas em cápsulas de estanho com, pelo menos, duas vezes em peso de amostra de óxido de tungstênio para S inorgânicos e orgânicos;

2) Posteriormente foram inseridas em um analisador elementar com capacidade de fluxo contínuo, *Vario Micro Cube* (Elementar, Alemanha), para serem queimadas a 1800° C;

3) Os gases liberados foram transportados por hélio através do analisador elementar para serem limpos, em seguida, separados por "armadilha e limpeza";

4) O gás de SO₂ foi levado para o espectrômetro de massa de razão isotópica *Delta XP* (*Thermo Finnigan*, Alemanha) para análise. A precisão analítica deste método é ± 0.2‰.

Os dados obtidos desta análise estão contidos em uma tabela com valores para enxofre em ‰S e $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, e valores para oxigênio em ‰O e $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$. Todos os valores de δ são expressos em per mil (‰).

Estes valores são representados também em um gráfico $\delta^{34}\text{S}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ onde foram relacionados a partir da estrutura macroscópica de cada amostra. Os valores também foram relacionados com base na proveniência das amostras entre afloramento e testemunho, porém não obteve-se nenhum resultado significativo na comparação.

6. RESULTADOS

Neste capítulo são exibidos os principais resultados obtidos a partir execução da metodologia proposta, incluindo a etapa de campo e a etapa de laboratório. Primeiramente são apresentados os perfis colunares levantados em campo e o perfil do testemunho descrito, focando nas fácies dos evaporitos e litologias associadas. Em seguida é apresentada a caracterização macroscópica das rochas evaporíticas em cada amostra coletada, e posteriormente a descrição completa das características microscópicas das amostras selecionadas, incluindo texturas, hábitos e mineralogia. Por fim são apresentados os resultados obtidos através da análise de isótopos estáveis de O e S, de Difractometria de Raios-X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).

Os resultados completos estão contidos no CD-ROM em anexo no final deste trabalho.

A interpretação e discussão dos resultados são apresentadas no capítulo seguinte (Capítulo 7. Discussões).

6.1 Caracterização faciológica e petrográfica dos evaporitos

6.1.1 Perfis colunares

A partir do perfil de testemunho e dos 19 perfis colunares levantados em campo foram caracterizadas a disposição das camadas dos evaporitos bem como a presença de litologias associadas. Os afloramentos descritos apresentam camadas tabulares de evaporitos (Fig. 24), por vezes arqueadas (Fig. 25), com espessura variando de 1,5 a 38 metros. Na base podem ocorrer associadas, camadas de folhelhos ricos em matéria orgânica com a presença de fósseis de peixes, intercalados com margas e carbonatos micríticos (Fig. 26). Nos pontos CH-21, CH-

33-P1, CH-33-P2, CH-38 e CH-39 as camadas de sulfato encontram-se separadas por um nível com espessura decimétrica de folhelhos orgânicos (detalhe na Fig. 27), por vezes associados a carbonatos micríticos. No ponto CH-39, ocorre ainda uma camada centimétrica de *packstone* rico em ostracodes. Na figura 1-A, é possível visualizar o nível de folhelhos dividindo a camada evaporítica.



Figura 24. Camada tabular de sulfato, perfil CH-21.



Figura 25. Aspecto arqueado do topo da camada de sulfato em alguns afloramentos, perfil CH-22.



Figura 26. Intercalação centimétrica de folhelhos e carbonatos na base dos sulfatos, perfil CH-22.



Figura 27. A seta vermelha indica no detalhe o nível de folhelho separando as camadas de sulfato, perfil CH-33-P1. Este nível também pode ser visualizado na figura 24.

Excepcionalmente em relação aos perfis de afloramento, no ponto CH-12 ocorrem duas camadas de sulfatos com espessura irregular, separadas por um pacote de 11 m de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas (Fig. 28). Em algumas porções dos perfis CH-32, CH-33-P1, CH-33-P2, CH-34, CH-35, CH-37 e CH-38 o topo da camada é extremamente irregular, apresentando cavas com até 4 metros (Fig. 29), preenchidas e recobertas por uma sucessão de rochas

siliciclásticas, carbonáticas e margas, da mesma forma que nos demais afloramentos, com topo menos irregular (Fig. 30).

No perfil do testemunho de sondagem do poço PS-11, as duas camadas de sulfato atingem espessura total de 4,5 metros e estão separadas por um pacote de 10,5 metros de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas (Fig. 31).

Os perfis colunares citados no texto estão contidos no Anexo I.

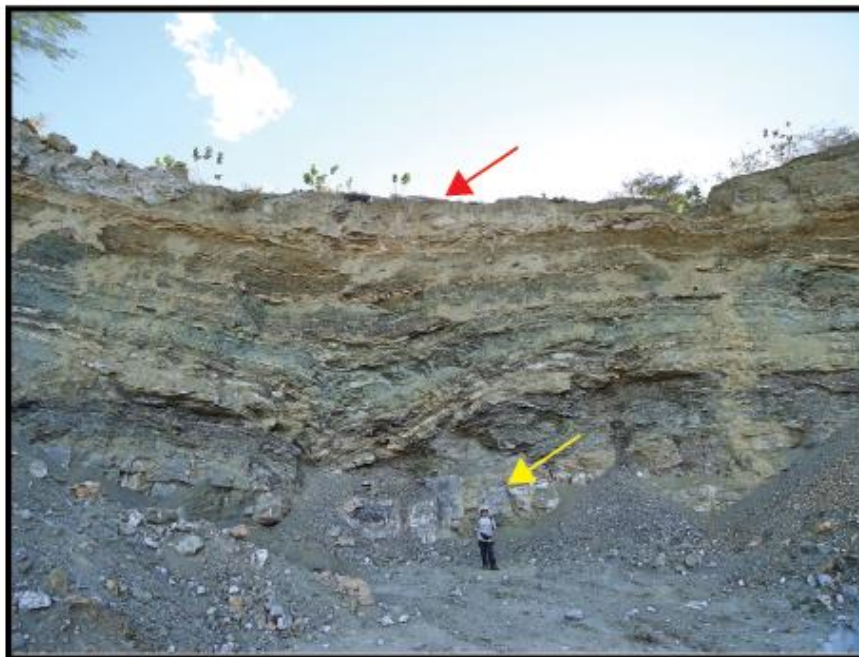


Figura 28. Pacote de 11 m de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas separando a camada de sulfato basal (topo indicado pela seta amarela) da camada de sulfato superior (indicada pela seta vermelha), perfil CH-12.



Figura 29. Topo da camada de sulfato com cavas preenchidas por rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas, perfil CH-35.



Figura 30. Sucessão de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas sobre a camada de sulfato com topo levemente irregular, perfil CH-37.

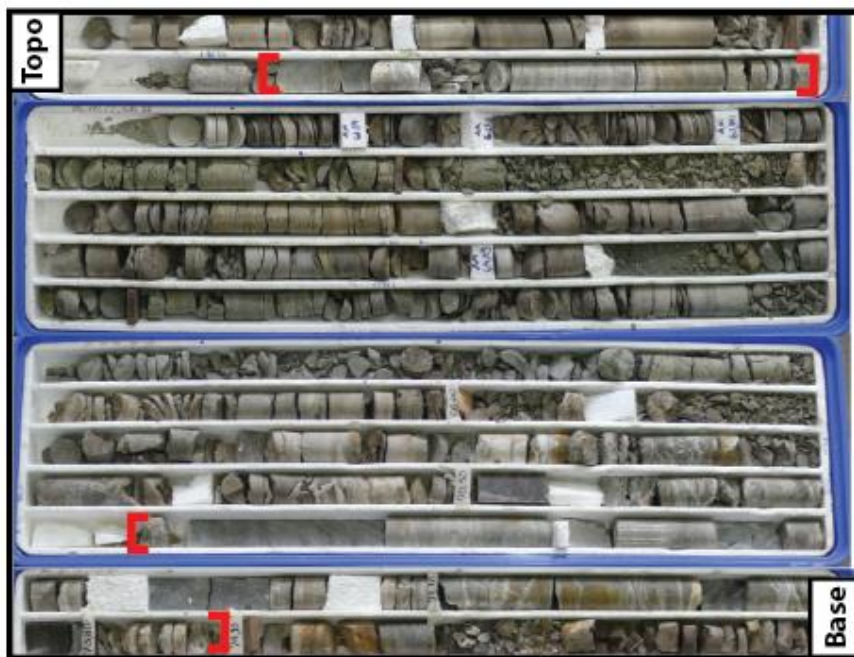


Figura 31. Testemunho PS-11, os intervalos demarcados em vermelho representam as duas camadas de evaporitos, entre elas há um intervalo de 10,5 metros composto de rochas siliciclásticas, carbonáticas e margas.

6.1.2 Descrição das litofácies:

Com base no perfis colunares do testemunho de sondagem e afloramentos, descritos segundo a metodologia aplicada (Capítulo 4), são identificadas as seguintes fácies para os evaporitos: Fácies Evaporito laminado (El), Fácies Evaporito maciço (Em) e Fácies Brechada (Br), além de estruturas como veios e rosetas. A caracterização das fácies foi realizada com base nas principais estruturas macroscópicas que serão detalhadas em seguida.

Fácies Evaporito laminado (El)

Nesta fácies a estrutura laminada é formada pela alternância de lâminas claras e escuras, com espessuras milimétricas até 2 cm. As lâminas escuras são compostas de cristais com hábito paliçada e coloração marrom (Fig. 32-A), ou apresentam hábito mosaico médio a grosso, geralmente de cor cinza e com até 2 cm de espessura (Fig. 32-B). As lâminas claras são fibrosas ou microcristalinas, esbranquiçadas. É comum a presença de veios fibrosos de espessura milimétrica a centimétrica cortando a estrutura em diversas direções, e a presença de rosetas milimétricas a centimétricas, ao longo do plano da laminação ou cortando-o. Em alguns perfis as estruturas laminadas apresentaram-se suavemente arqueadas.

Fácies Evaporito maciço (Em)

Esta fácies evaporítica possui estrutura maciça, cristalinidade fina, média ou grossa, e coloração branca, esverdeada, cinza (Fig. 32-C) ou amarronzada (Fig. 32-D). Em porções dos afloramentos podem ocorrer resquícios de laminação. Veios fibrosos milimétricos a centimétricos, cortando ou acompanhando a laminação e rosetas dispersas com até 4 centímetros de diâmetro, são estruturas comuns associadas. No testemunho do poço PS-11 inúmeros veios recortam a estrutura maciça (Fig. 32-E).

Fácies Brechada (Br)

Esta fácies possui estrutura maciça, esbranquiçada, recortada por veios maciços ou fibrosos, incolores, com espessura milimétrica a centimétrica em diversas direções, conferindo um aspecto brechado ao evaporito (Fig. 32-F).

A ocorrência das fácies ao longo do perfil colunar nos diferentes pontos estudados é variada. Alguns afloramentos apresentam somente a Fácies Evaporito laminado (El), outros somente a Fácies Evaporito maciço (Em), e outros apresentam as duas fácies intercaladas. A Fácies Brechada (Br) ocorre em poucos pontos e não tem continuidade lateral. A presença de veios e rosetas é conspícua, estando presentes em praticamente todos os pontos, recortando todas as estruturas. No perfil CH-22 é possível identificar a presença de todas as fácies acima descritas (Fig. 33).

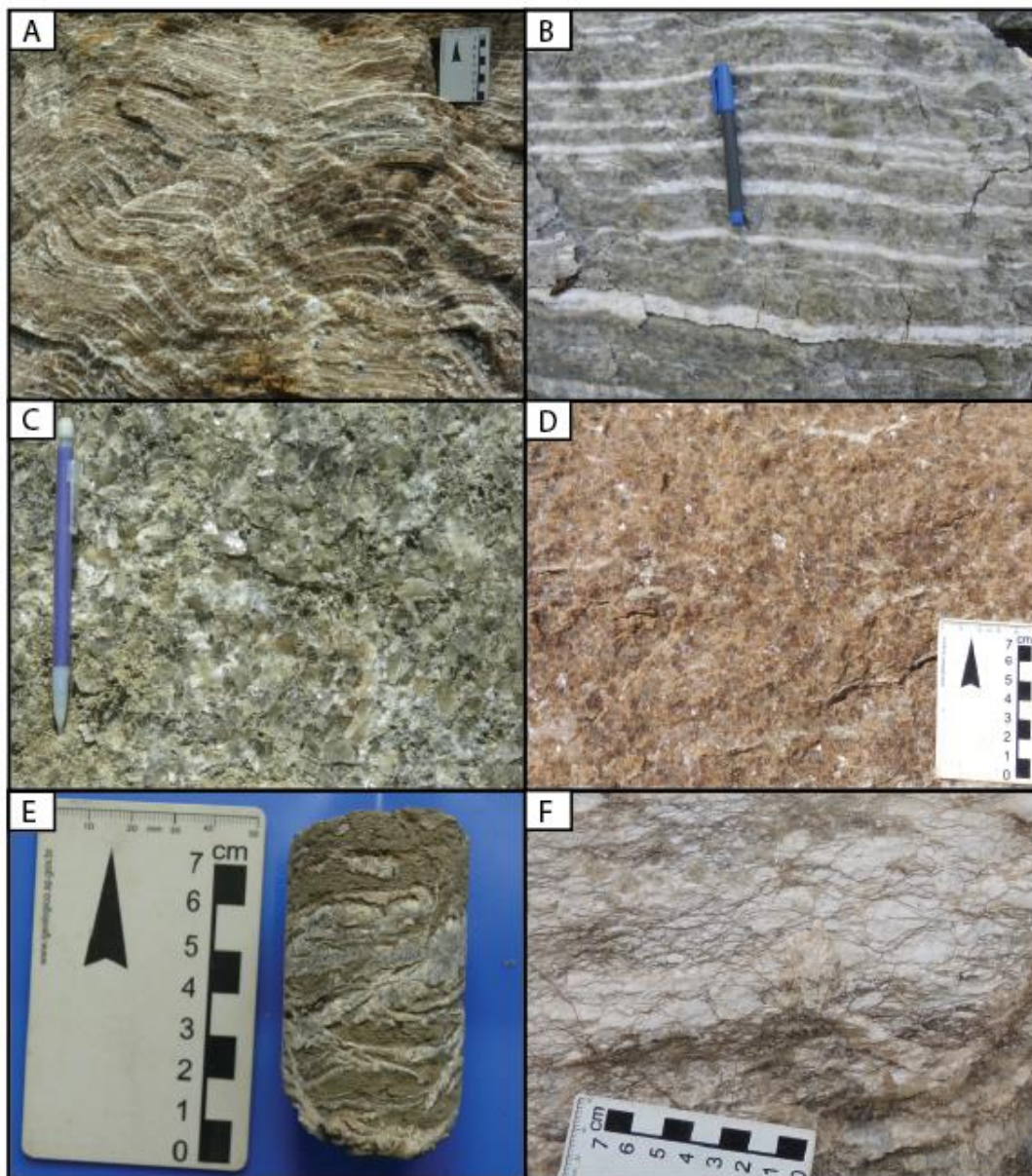


Figura 32. Aspecto macroscópico das fácies evaporíticas. A) Fácies Evaporito laminado (EI), com alternância de lâminas brancas e marrons, perfil CH-10; B) Fácies Evaporito laminado (EI), com alternância de lâminas brancas e cinzas, perfil CH-01; C) Fácies Evaporito maciço (Em), com coloração cinza, perfil CH-01; D) Fácies Evaporito maciço (Em), com coloração amarronzada, perfil CH-33-P1; E) Fácies Evaporito maciço (Em) recortada por veios, testemunho do poço PS-11; F) Fácies Brechada (Br), perfil CH-22 .

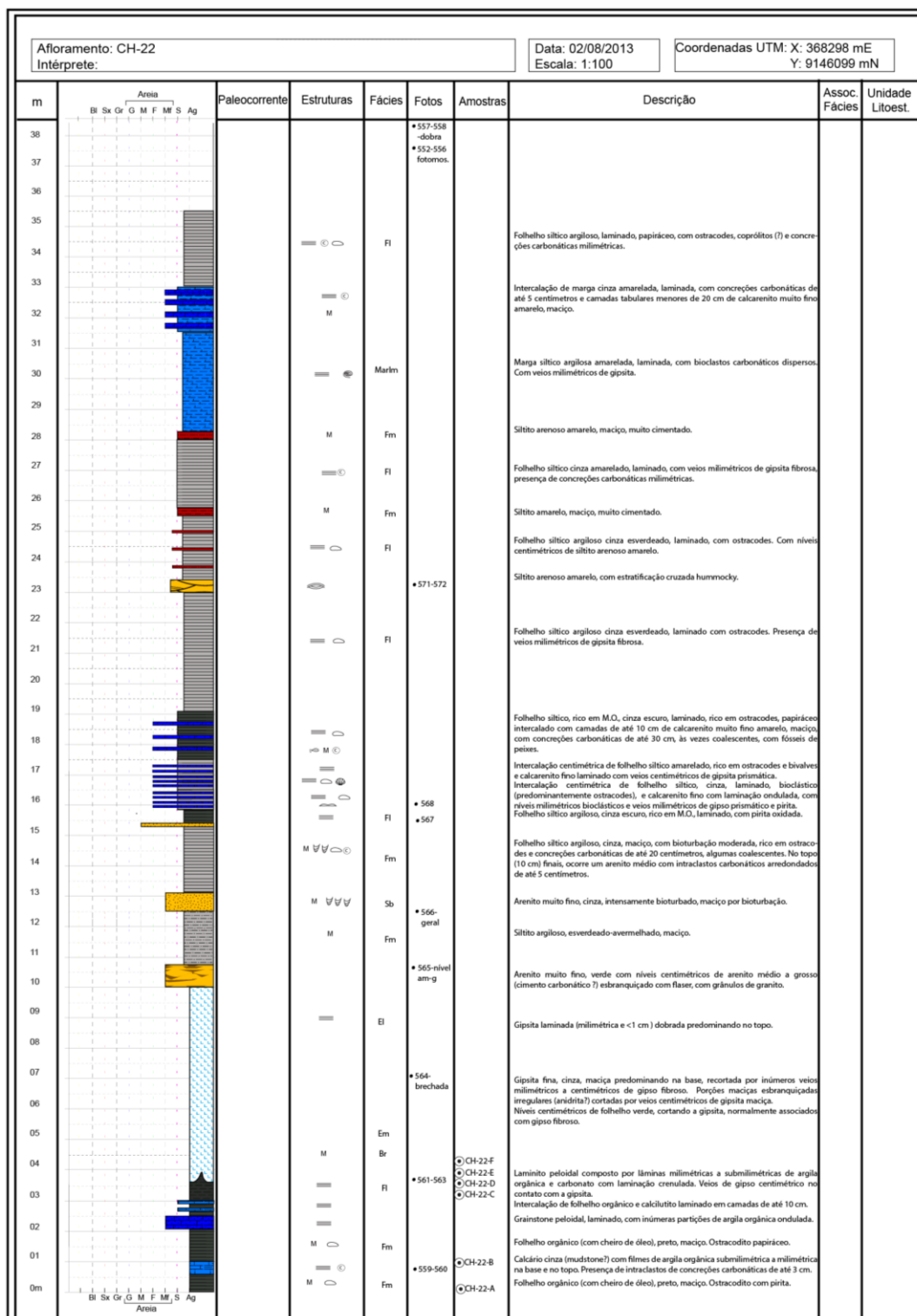


Figura 33. Perfil colunar do ponto CH-22. Neste perfil foi registrada a ocorrência dos três tipos fácies evaporíticas descritas. Fácies Br na base, Fácies Em no centro e Fácies EI no topo da camada evaporítica (de 3,5 a 10 m).

A tabela 3 resume as fácies evaporíticas encontradas em cada perfil colunar, com a respectiva espessura das camadas evaporíticas descritas. A ordem das fácies na coluna 2 segue a ordem estratigráfica (da base para o topo).

Tabela 3. Resumo das fácies e estruturas associadas, e espessura das camadas evaporíticas nos perfis colunares dos pontos descritos.

Perfil colunar	Fácies e estruturas associadas	Espessura da camada (m)
PS-11	(El) recortada por veios, (Em) recortada por veios	4,5
CH-01	(El) recortada por veios, (Em)	6,0
CH-02	(El)	7,9
CH-10	(Em) com resquícios de (El), recortada por rosetas e veios, (El) recortada por veios	9,5
CH-11	(Em) recortada por veios, (El) recortada por rosetas	10,0
CH-12	Camada superior: (Em) recortada por veios Camada basal: (Em) com resquícios de (El), recortada por veios	4,0 7,0
CH-21	(Em) recortada por veios e rosetas, (El) em porções isoladas	38,0
CH-22	(Br), (Em) recortada por veios, (El)	6,5
CH-29	(Em) recortada por veios	1,5
CH-32	(Em) recortada por veios	2,5
CH-33-P1	(El) na base e no topo, (Em) com porções de (El) no centro	16,5
CH-33-P2	(El) na base e no topo, (Em) com porções de (El) no centro	16,5
CH-34	(Em) com poucos resquícios de (El), recortada por veios	19,0
CH-35	(El), (Em) com resquícios de (El), recortada por veios	13,5
CH-37	(Em) com porções de (El)	10,0
CH-38	(Em) com resquícios de (El)	10,5
CH-39	Porção basal e topo: (Em) Porção central: (El)	14,5
CH-40	Porção basal e topo: (Em) na base com (El) incipiente, recortada por veios e rosetas Porção central: (El) cortada por rosetas	14,5
CH-42	(Em), (Br)	2,4

6.1.3 Caracterização macroscópica:

Para possibilitar um melhor detalhamento das feições comuns em rochas evaporíticas, foram coletas amostras que caracterizam diferentes estruturas para que fossem descritas em detalhe no laboratório. A descrição inclui uma amostra coletada em uma camada carbonática presente entre os evaporitos. A seguir são apresentadas as descrições macroscópicas detalhadas das amostras com base na estrutura principal e demais feições relevantes.

Estrutura Laminada

A estrutura laminada é gerada pela intercalação regular horizontal entre lâminas claras e escuras (Fig. 34-A). As lâminas claras são originalmente incolores

e compostas por cristais fibrosos, tornando-se esbranquiçadas e por vezes com aspecto maciço devido à alteração. Possuem espessura entre 1 mm e 6 mm. As lâminas escuras variam de bege claro a marrom escuro, e são compostas por cristais com hábito paliçada ou por vezes apresentando textura maciça. A espessura destas lâminas varia de 1,5 mm a 9 mm. As amostras com estrutura laminada comumente são recortadas por rosetas, veios ou por porções de aspecto maciço. A laminação comumente se encontra suavemente ondulada, acompanhando a suave ondulação ao longo das camadas.

Estrutura Maciça

Esta estrutura é formada principalmente por cristais equigranulares, milimétricos a até 2 cm e dispostos em forma de mosaico (Fig. 34-B). A coloração varia de cinza claro a cinza escuro. Esta estrutura é frequentemente recortada por veios fibrosos e rosetas com dimensões variáveis.

Estrutura Brechada

Esta estrutura, originalmente maciça esbranquiçada, é intensamente recortada por veios incolores, fibrosos ou maciços, milimétricos a centimétricos (Fig. 34-C). Os veios possuem diferentes orientações. Comumente ocorrem rosetas milimétricas a centimétricas associadas.

Estrutura Venulada

Esta estrutura se caracteriza por ser regularmente recortada por veios milimétricos paralelos/subparalelos, gerando um aspecto pseudolaminado (Fig. 34-D). Os veios são fibrosos, com espessura irregular de até 2 mm. As “lâminas” entre os veios são maciças de cor bege claro a escuro, com espessura de até 9 mm.

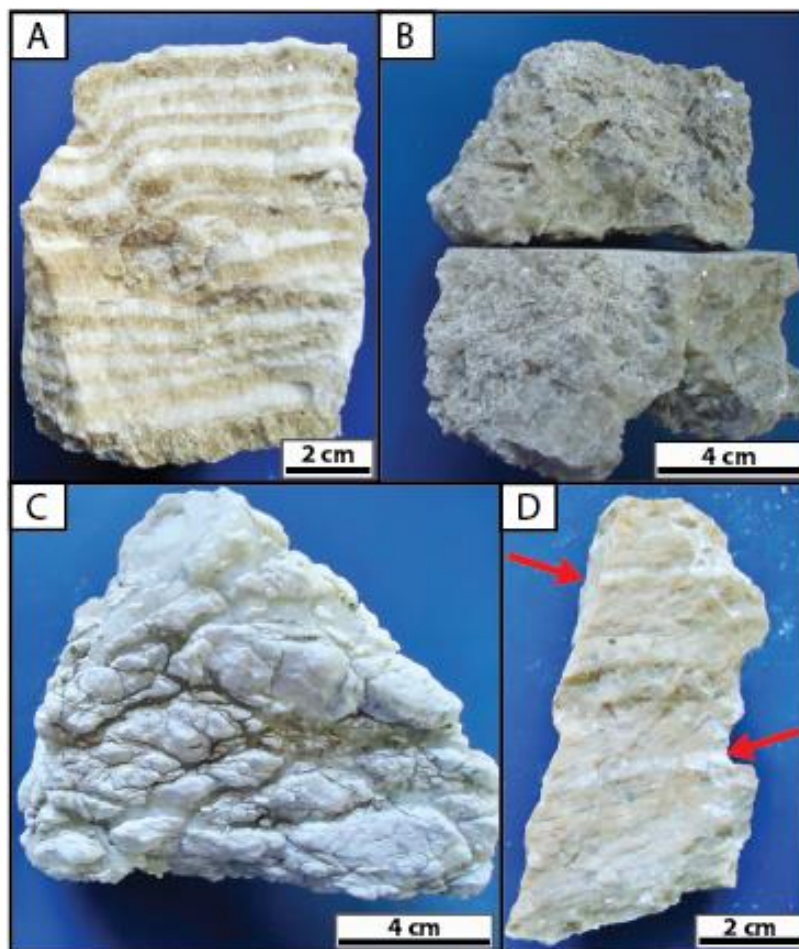


Figura 34. Aspecto macroscópico das estruturas evaporíticas. A) Estrutura laminada; B) Estrutura maciça; C) Estrutura brechada. D) Estrutura venulada caracterizada pela alternância paralela/subparalela de veios fibrosos (setas vermelhas indicando os veio).

Rosetas

As rosetas são formadas pela disposição radiada de cristais prismáticos, e possuem diâmetro variável podendo alcançar até 2 cm. A coloração é geralmente marrom claro. Ocorrem recortando todas as estruturas podendo muitas vezes perturbar intensamente as características originais. Nas rochas laminadas, as rosetas se formam tanto no plano da laminação quanto em planos perpendiculares a esta (Fig. 35-A).

Veios fibrosos

Os veios são compostos de cristais fibrosos incolores ou esbranquiçados, e possuem espessura variada de milímetros a decímetros (Fig. 35-B). Estes geralmente recortam de forma irregular, ou seja, em várias direções as camadas maciças ou laminadas. Ocorrem isoladamente ou em quantidade variável. Em alguns casos, a recorrente frequência de veios subparalelos gera um aspecto

pseudolaminado na rocha, porém com origem diferente da estrutura originalmente laminada. Além disso, os veios fibrosos ajudam a compor a estrutura brechada, através da geração de uma brecha diagenética.

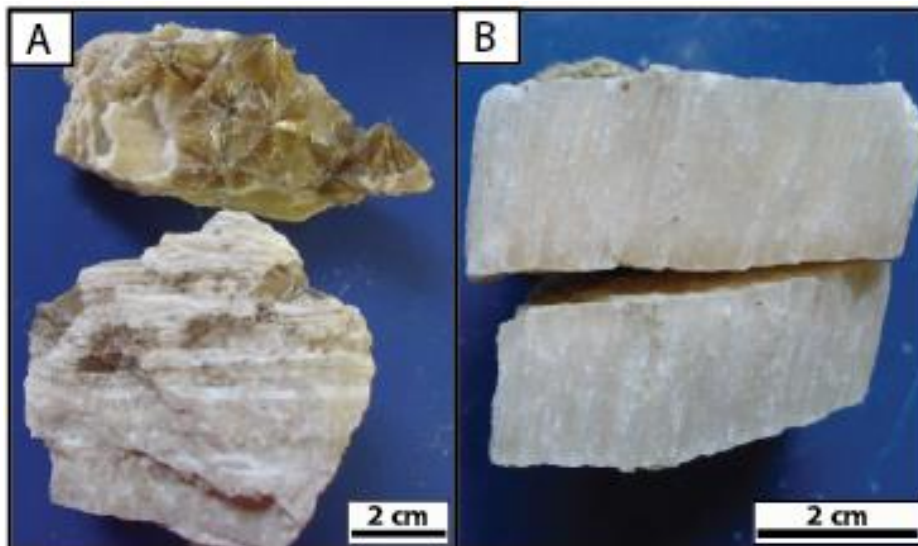


Figura 35. Aspecto macroscópico das estruturas evaporíticas. A) Rosetas cortando a laminação (amostra inferior) e rosetas ao longo do plano da laminação (amostra superior); B) Veio fibroso.

Packstone

A amostra de rocha carbonática rica em ostracodes foi classificada como um *packstone* (Fig. 36), por ser suportada pelos grãos e conter matriz carbonática. Apresenta a laminação paralela e fissilidade milimétrica.



Figura 36. *Packstone* com laminação paralela rico em ostracodes.

A tabela 4 contém todas as amostras coletadas em campo e descritas com base em suas estruturas macroscópicas:

Tabela 4. Descrição das amostras com base nas feições macroscópicas e estruturas associadas.

Amostra	Estrutura Macroscópica
CH-01-B	Laminada, cortada por rosetas
CH-10-A	Maciça, recortada por veios e rosetas
CH-10-B	Laminada
CH-12-A	Maciça fina com resquícios de laminação
CH-12-B	Maciça grossa
CH-12-C	Veio fibroso
CH-21-B	Maciça fina
CH-21-C	Laminada, parcialmente obliterada
CH-21-E	Veio fibroso
CH-22-D	Maciça grossa
CH-22-E	Laminada
CH-22-F	Brechada, cortada por rosetas
CH-39-A	Laminada, cortada por rosetas
CH-39-B	Laminada, cortada por rosetas
CH-39-C	Laminada, cortada por rosetas
CH-39-D	Venulada
CH-39-E	<i>Packstone</i> laminado composto por ostracodes
CH-39-F	Maciça grossa, recortada por veios
CH-42-A	Brechada recortada por rosetas

6.1.4 Caracterização microscópica:

A partir da descrição quantitativa de 18 lâminas delgadas, foram identificadas texturas, hábitos, constituintes primários e diagenéticos (descrições completas de cada uma das lâminas no Anexo II. Conforme exposto abaixo, os evaporitos estudados são compostos predominantemente por gipsita de hábitos diversos, detalhados abaixo.

Texturas

As texturas e as feições associadas, como os veios e as rosetas, foram caracterizadas com base na relação e arranjo entre os cristais. Todas as texturas correspondem aos mesmos critérios de classificação que foram utilizados na descrição das estruturas macroscópicas, por isso recebem a mesma denominação. A única exceção refere-se à textura nodular/mosaico que corresponde à estrutura maciça, pois macroscopicamente não é possível visualizar os resquícios de argila que caracterizam esta textura

Textura Laminada

Esta textura é geralmente composta pela alternância horizontal de lâminas de gipsita paliçada, com espessura variando 0,4 mm a 8,8 mm (média 4 mm) e lâminas de gipsita fibrosa com espessura entre 0,8 mm a 3,2 mm (média 2 mm) (Fig. 37-A). Esta laminação ocorre por vezes de forma incipiente, formada por gipsita paliçada. Corresponde a estrutura laminada.

Textura Maciça

A estrutura maciça é composta por cristais de gipsita equantes a alongados (Fig. 37-B) de hábitos diversos (alabastrina; feixes fibrosos; fibrosa; mosaico; porfiroblástica e prismática). Os diferentes hábitos ocorrem em proporções variáveis. Esta textura é gerada de duas formas, tanto pela recristalização pervasiva das fases compondo somente porções da lâmina, quanto na intensa precipitação nodular de sulfatos, restando apenas raros resquícios de matriz entre os cristais. No último caso a textura maciça pode compor toda a lâmina ou ocorrer associada à textura mosaico. As texturas nodular e mosaico também são definidas com base na proporção de matriz entre os cristais. Corresponde a estrutura maciça.

Textura Nodular/Mosaico

A textura nodular/mosaico é caracterizada pela presença de matriz micrítica ou argilosa entre os cristais de gipsita (Fig. 37-C). Estes cristais ocorrem na forma de nódulos crescidos de forma deslocante entre o sedimento original. Atualmente estes nódulos encontram-se parcialmente substituídos por gipsita mosaico, fibrosa, alabastrina e poiquiloblástica, mas ainda mantém resquícios corroídos de anidrita. A textura foi denominada nodular quando presença de matriz predominava entre os nódulos. Caso contrário, quando somente filmes de matriz permaneciam entre os cristais, denominou-se de textura em mosaico. Estas duas texturas são mais facilmente identificadas em Luz Natural, pois em grande parte das lâminas analisadas a substituição e recristalização da gipsita oblitera a visualização da matriz em Luz Polarizada. Esta textura corresponde a estrutura maciça, pois macroscopicamente os resquícios de argila não são diferenciáveis.

Textura Brechada

Esta textura é formada por intraclastos maciços com até 1,5 cm de diâmetro, geralmente lenticulares e com bordas irregulares (Fig. 37-D). Estes são compostos de cristais ripiformes de anidrita, geralmente com disposição caótica a circular em algumas porções dos intraclastos. Os intraclastos são recortados por veios

milimétricos de gipsita alabastrina com cristais límpidos. Entre os intraclastos encontra-se também gipsita em feixes fibrosos, mosaico, porfiroblástica, fibrosa e celestita. Corresponde a estrutura brechada.

Textura Venulada

A textura venulada é caracterizada por ser regularmente recortada por veios milimétricos paralelos/subparalelos, gerando um aspecto pseudolaminado. Os veios milimétricos de gipsita fibrosa a prismática, e gipsita mosaico fino recortando gipsita mosaico fino a médio, e gipsita prismática-radiada totalmente dolomitizadas, isto indicando que os veios são tardios em relação ao restante da mineralogia (Fig. 37-E). Ou seja, a textura venulada só é gerada quando há uma incidência regular de veios paralelos/subparalelos recortando a textura maciça. Corresponde a estrutura venulada.

Veios

Os veios apresentam espessura milimétrica e recortam com frequência variável as texturas maciça e laminada (Fig. 37-E.). Podem ocorrer subordinadamente, afetando pouco a textura ou ter uma alta incidência, alterando fortemente as características originais, como por exemplo, nas brechas diagenéticas (textura brechada) ou na textura venulada, onde criam um aspecto pseudolaminado. Os veios que recortam a textura maciça são compostos por gipsita fibrosa; na laminada, são constituídos de gipsita fibrosa, prismática e mosaico fino; na textura brechada, são preenchidos por gipsita alabastrina e feixes fibrosos. Os cristais que compõe os veios são límpidos.

Rosetas

As rosetas são identificadas pela disposição radial de cristais prismáticos (Fig. 37-F) a equantes e porfiroblásticos com até 3,2 mm. Dificilmente é possível visualizar uma roseta inteira na lâmina, com exceção de uma roseta com 2,5 mm de diâmetro na lâmina CH-39c.

Packstone laminado

A laminação paralela do packstone é composta pela alternância milimétrica entre lâminas de bioclastos de ostracodes alongados (Fig. 38-A) e lâminas de matriz micrítica substituída por dolomita microcristalina romboédrica (Fig. 38-B).

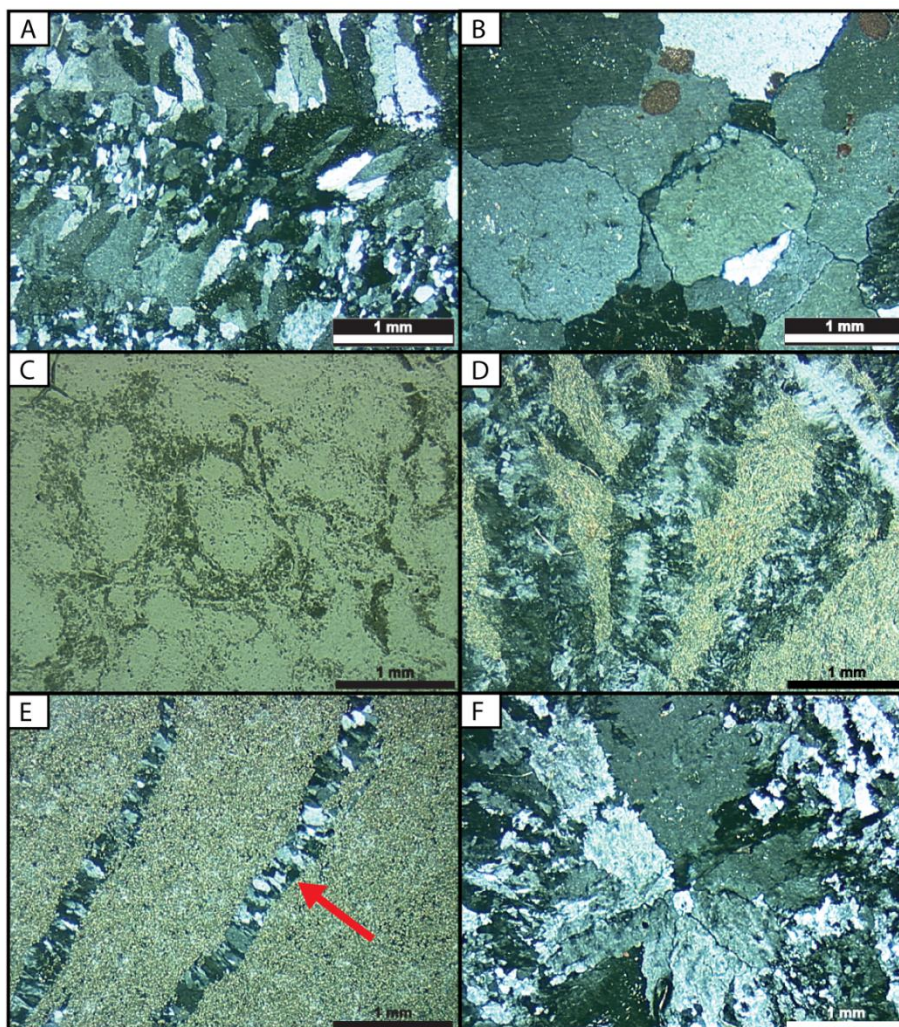


Figura 37. Aspecto microscópico das texturas evaporíticas. A) Textura laminada, lâmina CH-39-a (Polarizadores cruzados, XP); B) Textura mosaico, lâmina CH-39-f (XP); C) Textura nodular, lâmina CH-21-b (Polarizadores descruzados, //P); D) Textura brechada, lâmina CH-22-f (XP); E) Textura venulada, seta vermelha indicando veio de gipsita, lâmina CH-39-d (XP); F) Roseta, lâmina CH-39-c (XP).

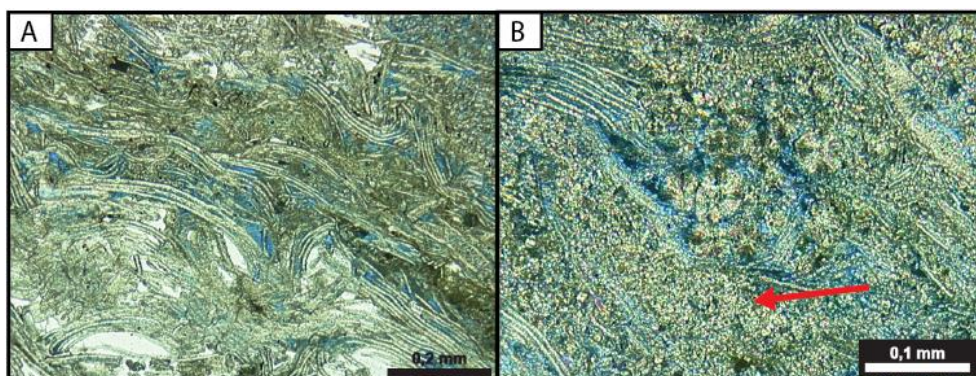


Figura 38. Aspecto microscópico laminação paralela dos ostracodes. A) Bioclastos de ostracodes alongados compondo lâminas (Polarizadores descruzados, //P); B) Seta vermelha indicando as lâminas de matriz micrítica substituída por dolomita microcristalina romboédrica (Polarizadores cruzados, XP).

Constituintes primários e diagenéticos

A seguir são descritos em detalhe todos os constituintes registrados nas lâminas de evaporitos. Os sulfatos são destacados em função da importância para este trabalho. Os constituintes primários encontrados nas lâminas estudadas incluem matriz sindeposicional (argilosa e micrítica), gipsita, anidrita e bioclastos de ostracodes (subordinadamente escamas de peixe e intraclastos carbonáticos). Os constituintes diagenéticos incluem gipsita, celestita, dolomita e calcita (subordinadamente pirita, calcedônia e jarosita).

A proporção entre os diferentes constituintes nas lâminas quantificadas está representada na figura 39. Na totalidade, a gipsita representa 71%, a anidrita 11%, a dolomita 6%, a calcita 5%, a matriz 3%, os bioclastos de ostracodes (3%). Os outros constituintes (esferulitos de calcita, celestita, jarosita, pirita, esferulito de calcedônia, escamas de peixe e intraclastos carbonáticos) representam até 1%. Apesar de este gráfico apresentar a proporção relativa entre os constituintes, esta proporção tem uma representatividade restrita, visto que a maioria dos constituintes menos comuns foi encontrada em lâminas únicas, como por exemplo, os ostracodes que ocorrem em apenas duas lâminas (CH-39-e; CH-39-f).

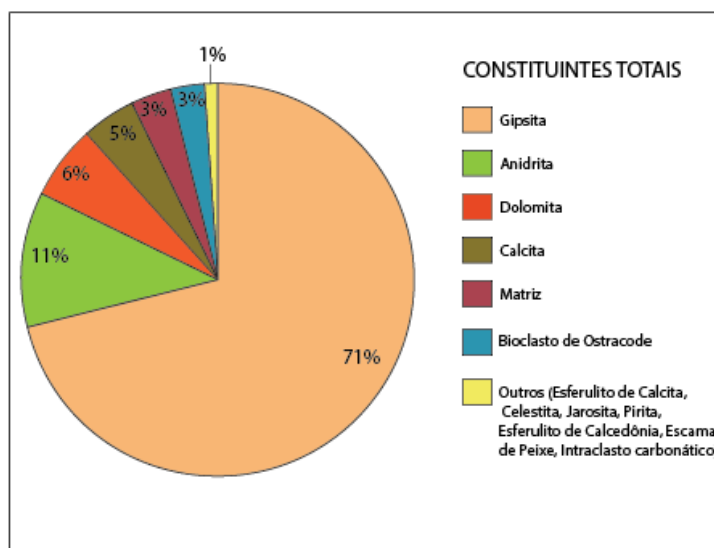


Figura 39. Gráfico relacionando as proporções dos constituintes totais descritos nas lâminas.

Sulfatos

Os sulfatos são apresentados à parte devido à sua importância neste trabalho. Porém dentro deles foi possível realizar a diferenciação entre sulfatos

primários e diagenéticos. Como primários foram caracterizados a anidrita corroída e a fibrosa, a gipsita paliçada e *chevron*. Os demais hábitos da gipsita e a celestita, são considerados diagenéticos.

No gráfico abaixo (Fig. 40) estão representados os 14 hábitos de sulfatos caracterizados e suas respectivas proporções em ordem decrescente em relação a todas as lâminas descritas.

A gipsita mosaico representa 37%, a gipsita alabastrina 19%, a gipsita paliçada 12%, a gipsita prismática-radiada 8%, a anidrita fibrosa 7%, a anidrita corroída 7%, a gipsita fibrosa 4%, a gipsita prismática 4% e por fim a gipsita feixes fibrosos, gipsita poiquilotópica, gipsita porfiroblástica, celestita e a gipsita rabo de andorinha representam 2% do total.

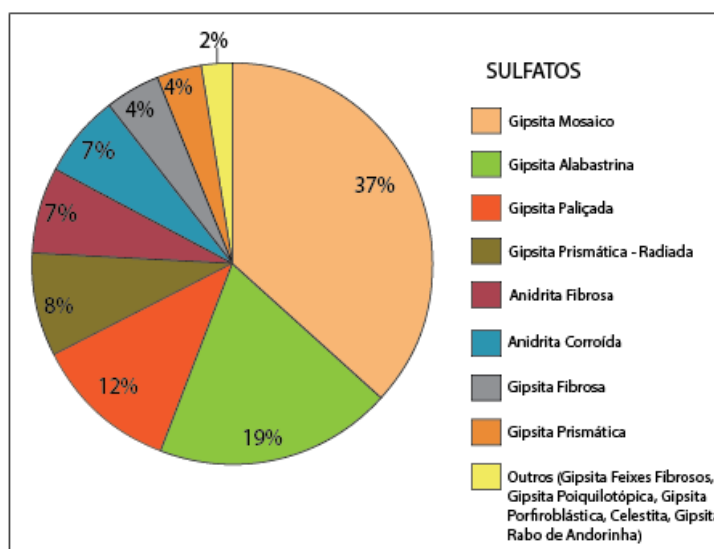


Figura 40. Gráfico relacionando as proporções dos sulfatos descritos nas lâminas.

A seguir são descritos em detalhe os sulfatos, com valores de máximo e média obtidos através da contagem de pontos. A tabela com os dados da quantificação encontra-se no Anexo III.

Sulfatos Primários

Anidrita fibrosa

Os cristais de anidrita são fibrosos, por vezes prismáticos, euédricos, com tamanho médio de 0,3 mm e até 0,5 mm de diâmetro (Fig. 41-A). Este hábito ocorre apenas dentro de intraclastos maciços recortados por veios (em sulfatos com estrutura e textura brechada). A disposição dos cristais em geral é caótica, mas por vezes pode ser circular em algumas porções dos intraclastos. Este hábito é

registrado somente em duas lâminas, CH-22-f (máx.= 58%) e CH-42-a (máx.= 43%), correspondendo a praticamente metade da composição de cada lâmina.

Anidrita corroída (méd.= 6% máx.= 21%)

Os cristais de anidrita apresentam bordas corroídas, comumente são menores do que 0,05 mm e estão restritos a resquícios dentro de outros sulfatos (Fig. 41-B). Este mineral ocorre em quantidade variável, engolfada por cristais de gipsita com hábito mosaico médio e grosso, paliçada, porfiroblástica, prismática e também dentro da celestita.

Gipsita chevron

A presença de gipsita *chevron* é registrada apenas na lâmina CH-10-b como “fantasmas” na gipsita paliçada (Fig. 41-C). Esta feição é identificada somente com os polarizadores descruzados.

Gipsita paliçada (méd.= 29% máx.= 60%)

Compreende cristais colunares com faces curvas proeminentes, com arranjo em *zig-zag*, dispostos em forma de paliçada, ou seja, paralelos uns aos outros (Fig. 41-D), com 0,05 mm a 2 mm de comprimento, subédricos a euédricos, compondo lâminas. Corresponde à gipsita *chevron*, quando visualizada com os Polarizadores Cruzados. O contato entre os cristais pode ser reto ou irregular. Normalmente apresentam abundantes resquícios de anidrita corroída ao longo de todo o cristal. A gipsita paliçada/colunar raramente é substituída por gipsita alabastrina. Esse hábito compõe as lâminas escuras da estrutura laminada.

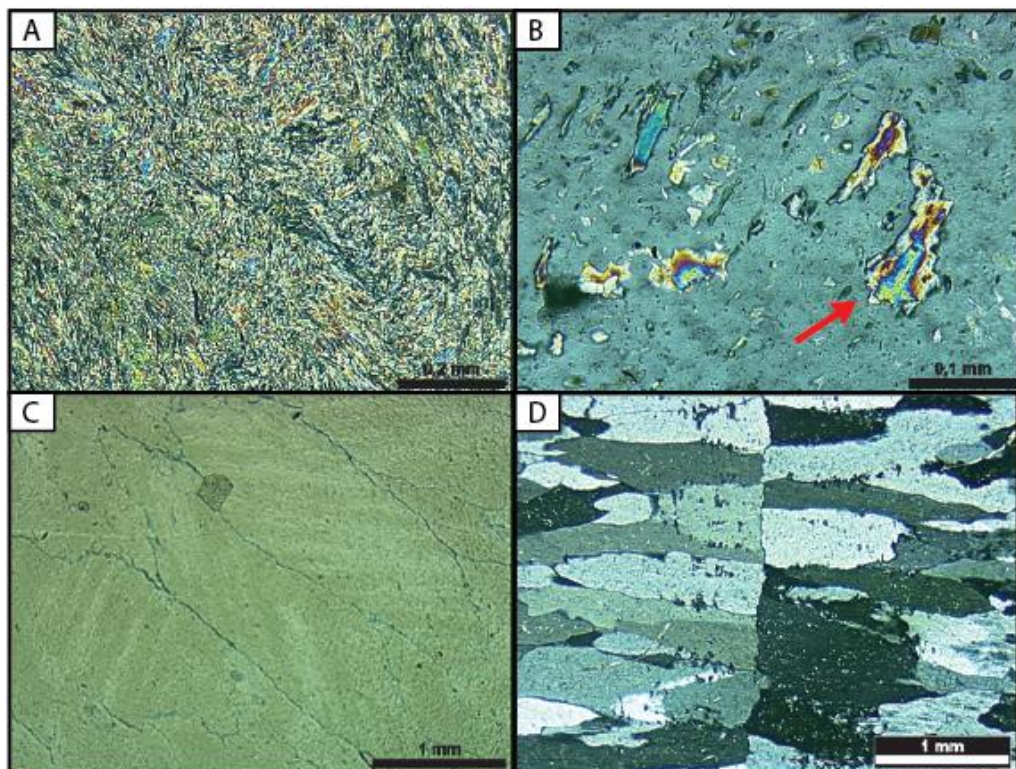


Figura 41. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Anidrita fibrosa, lâmina CH-22-f (Polarizadores cruzados, XP); B) Resquícios de anidrita corroída indicados pela seta vermelha, lâmina CH-12-b (XP); C) Gipsita *chevron*, lâmina CH-10-b (Polarizadores descruzados, //P); D) Gipsita paliçada, lâmina CH-21-c (XP).

Sulfatos diagenéticos

Celestita (méd.<1% máx.<1%)

São cristais geralmente euédricos, com até 1,2 mm de diâmetro e raramente apresentam resquícios de anidrita corroída (máx.<1%) e restos de matriz argilosa. Normalmente apresentam feições substituição pela gipsita (máx.<1%) (Fig. 42-A), porém, podem ocorrer também substituindo a gipsita (máx.<1%).

Gipsita mosaico (méd.= 34% máx.= 84%)

A gipsita mosaico é composta de cristais equantes de diâmetro variável, distinguindo este hábito em granulação fina, média e grossa.

Na gipsita mosaico fino (Fig. 42-B), os cristais são anédricos a subédricos, até 1 mm, com contatos retos a irregulares, com raros resquícios de anidrita. Pode ocorrer substituindo a gipsita paliçada e preenchendo veios. Na gipsita mosaico médio (Fig. 42-C), os cristais geralmente são anédricos a subédricos, até 5 mm, com contatos irregulares a retos, e resquícios de anidrita comuns, em quantidade variável. A gipsita mosaico grosso (Fig. 42-D) possui cristais de até 1,5 cm,

anédricos a subédricos, com contatos irregulares a retos, e comumente resquílios de anidrita em quantidade variável.

A gipsita mosaico fino e médio é por vezes substituída por calcita anédrica e dolomita. Geralmente a gipsita mosaico é o constituinte principal da textura maciça, mas ocorre de forma subordinada nas outras texturas também.

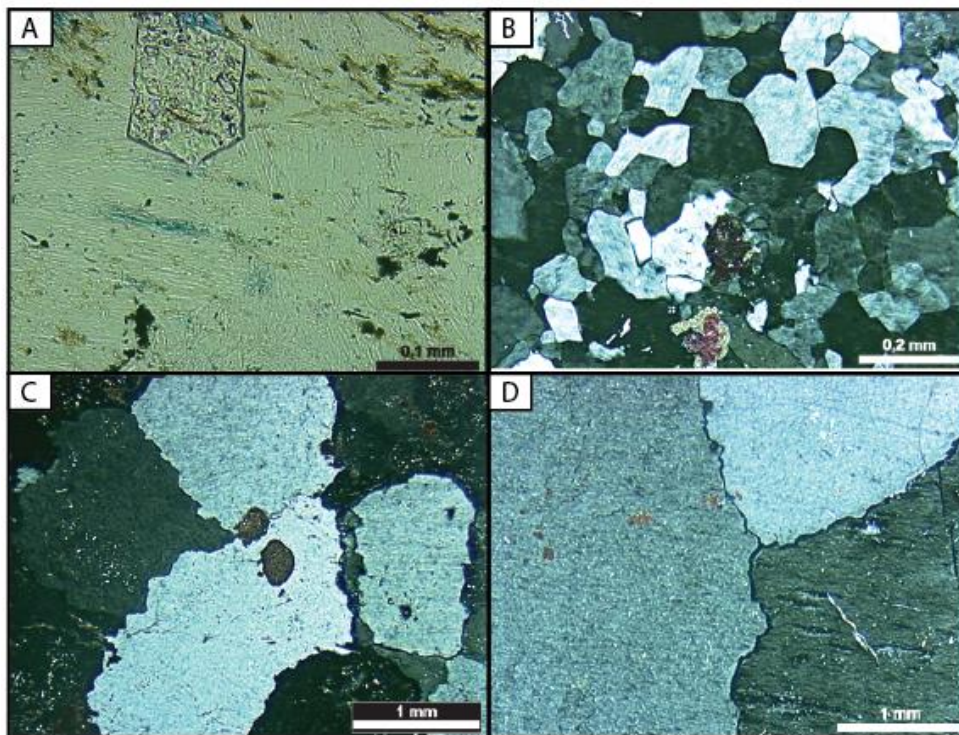


Figura 42. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Celestita euédrica destacada pelo alto relevo em relação a gipsita, lâmina PS-11-74,1 (Polarizadores descruzados, //P); B) Gipsita mosaico fino, lâmina CH-22-d (Polarizadores cruzados, XP); C) Gipsita mosaico médio, lâmina CH-39-f (XP); D) Gipsita mosaico grosso, lâmina CH-39-f (XP).

Gipsita prismática (méd.= 6% máx.= 18%)

A gipsita prismática compreende cristais alongados, subédricos a euédricos, com faces arredadas e geralmente lípidos (Fig. 43-A). Este hábito ocorre dentro de bandas, em veios (máx.= 13%) e compondo lâminas como mineral principal, podendo se alternar com a gipsita mosaico fino (máx.=18%). A gipsita prismática compõe as lâminas claras da estrutura laminada. Diferencia-se da gipsita paliçada pelas ausência das inclusões de anidrita, da macla *chevron* e das faces curvas características, além disso, podem formar veios ao contrário da gipsita paliçada que compõe somente lâminas.

Gipsita poiquilotópica

A gipsita poiquilotópica (Fig. 43-B) é formada por grandes cristais que engolfam bioclastos de ostracodes (máx.= 6%) e preenchem poros de abrigo (máx.= 1%). Este hábito é registrado somente na lâmina CH-39-e.

Gipsita porfioblástica

Esta textura compreende cristais de gipsita com até 1,5 cm, contendo cristais menores de gipsita (Fig. 43-C). Tanto os cristais menores quanto o cristal porfioblástico geralmente são subédricos (máx.= 3%), comumente contendo abundantes resquícios de anidrita corroída. Este hábito ocorre somente nas lâminas CH-02-b e CH-22-d.

Gipsita fibrosa (méd.= 9% máx.= 29%)

Os cristais são fibrosos, subédricos a euédricos, com diâmetro inferior a 1 mm (Fig. 43-D). Normalmente apresentam-se límpidos. Este hábito ocorre em veios (máx.= 10%) ou distribuídos aleatoriamente na lâmina (máx.= 29%) ou mais raramente compondo as lâminas na textura laminada.

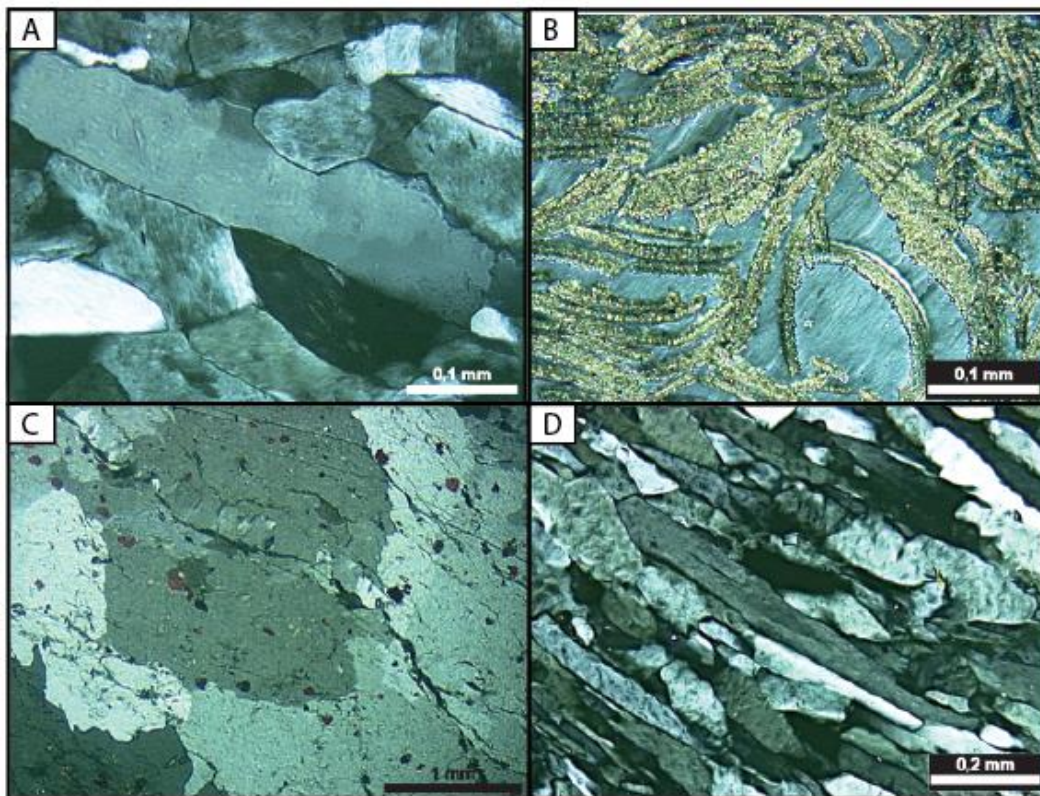


Figura 43. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Gipsita prismática radiada, lâmina CH-42-a (Polarizadores cruzados, XP); B) Gipsita poiquilotópica, lâmina CH-39-e (XP); C) Gipsita porfiroblástica, lâmina CH-02-b (XP); D) Gipsita fibrosa, lâmina CH-22-e (XP).

Gipsita alabastrina (méd.= 31% máx.= 75%)

A gipsita alabastrina caracteriza-se por cristais límpidos, com diâmetro inferior a 0,05 mm, anédricos a subédricos, muitas vezes com contato difuso (Fig. 44-A). Este hábito ocorre em veios (máx.=39%), compondo parcialmente ou predominantemente a lâmina (máx.=11%), e também substituindo a gipsita de qualquer hábito (máx.=75%). A gipsita alabastrina compõe 57% da lâmina CH-12-a, onde encontra-se parcialmente substituída por jarosita.

Gipsita feixes fibrosos

Os feixes fibrosos são compostos por vários cristais fibrosos até aciculares, muito finos a finos e com limite difuso, e a alternância dos cristais geralmente confere uma extinção ondulante ao conjunto (Fig. 44-B). Os cristais são límpidos e raramente apresentam resquícios de anidrita corroída. Este hábito ocorre raramente nas lâminas CH-21-b e CH-22-d (máx= 1%), ou de forma mais expressiva na lâmina PS-11-74,1 substituindo a gipsita (máx.= 12%).

Gipsita rabo de andorinha

Os cristais de gipsita, subédricos, com até 0,2 mm e límpidos, possuem macla rabo de andorinha. Este hábito ocorre em quantidade inferior a 1%, e somente na lâmina CH-39-c, substituindo a gipsita mosaico fino (Fig. 44-C).

Gipsita prismática-radiada (méd.= 14% máx.= 49%)

Este hábito é caracterizado por cristais prismáticos alongados, dispostos de forma circular, formando as rosetas. Os cristais individuais atingem em média 3 mm, podendo chegar a até 1 cm (Fig. 44-D). Geralmente contém resquícios de anidrita corroída em quantidade variável, desde traços a abundantes (máx.= 49%). Na lâmina CH-39-d a gipsita encontra-se parcialmente dolomitizada (máx.= 5%).

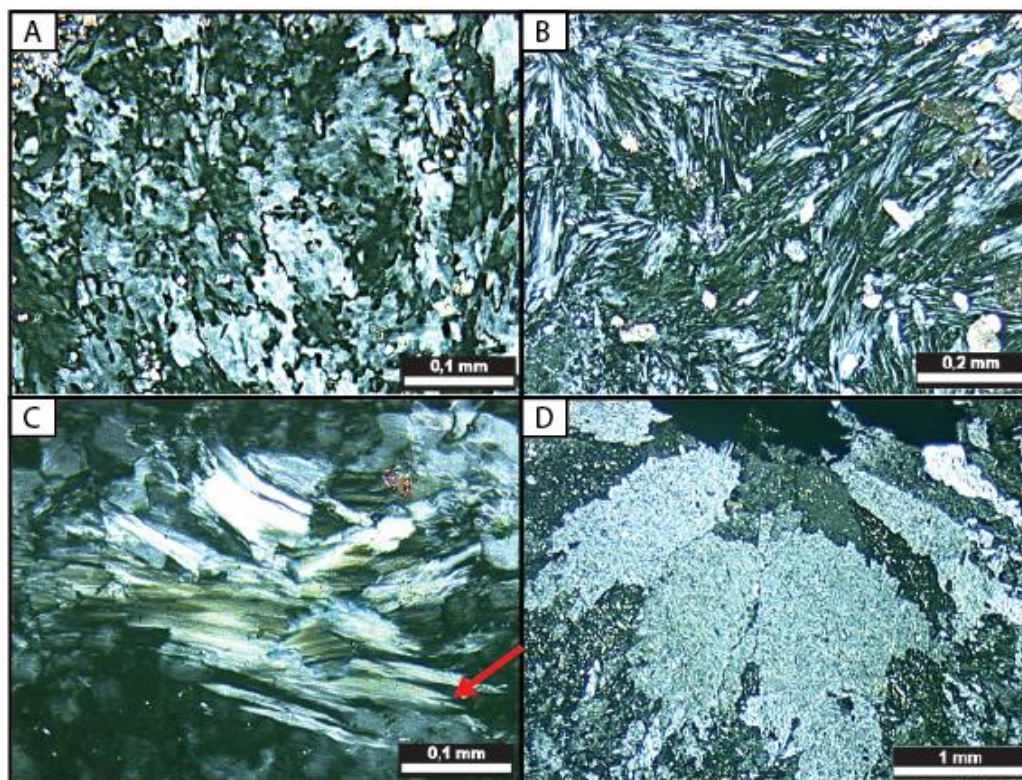


Figura 44. Principais feições relacionadas aos diferentes hábitos dos sulfatos. A) Gipsita alabastrina, lâmina CH-21-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Gipsita feixes fibrosos, lâmina PS-11-74,1 (XP); C) Gipsita rabo de andorinha, a seta vermelha indica a terminação do cristal tipo rabo de andorinha característica, lâmina CH-39-c (XP); D) Gipsita prismática, lâmina CH-10-b (XP);

Outros constituintes primários:

Afora os sulfatos primários, outros constituintes primários identificados estão representados na figura 45 com suas proporções, e em seguida são descritos detalhadamente, juntamente com os valores máximos de ocorrência.

O principal constituinte dos evaporitos, além dos sulfatos, é matriz argilosa, que representa 89% do total de outros constituintes primários. A matriz micrítica compõe 9%, os intraclastos carbonáticos e as escamas de peixe equivalem a 1% cada. Os bioclastos de ostracodes ocorrem em duas lâminas, porém em uma delas compõem 51% da lâmina. Por isto não foram incluídos no gráfico (Fig. 45), para evitar que a representatividade destes seja superestimada em relação aos outros constituintes.

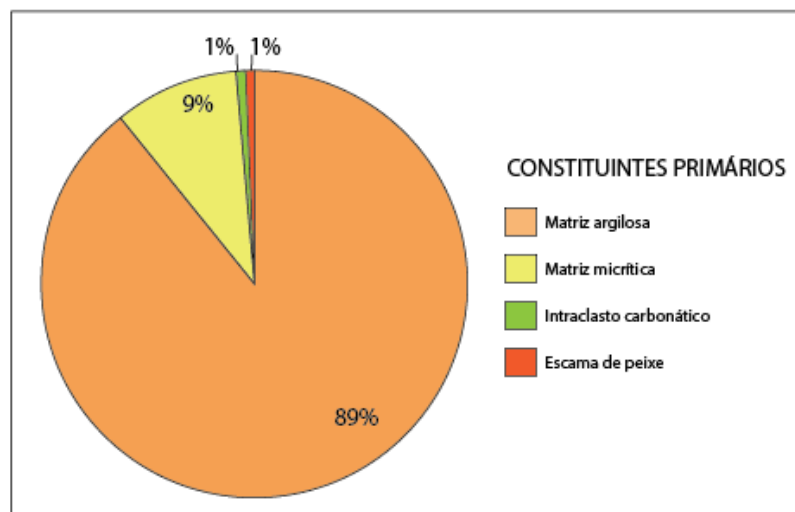


Figura 45. Gráfico relacionando as proporções entre os outros constituintes primários (exceto sulfatos) descritos nas lâminas.

Matriz argilosa

A matriz argilosa é composta por esmectitas, raros grãos de quartzo e mica de tamanho silte (Fig. 46-A). A matriz ocorre como restos deslocados no entorno dos cristais de gipsita na textura nodular/mosaico (Fig. 46-B) ou também entre as laminações (máx.= 10%). A matriz pode estar parcialmente alterada para óxidos (máx.<1%), ou substituída por dolomita romboédrica fina, pirita framboidal ou jarosita, parcial- ou totalmente (máx.= 8%).

Matriz micrítica

A matriz micrítica ocorre no entorno dos cristais deslocantes de gipsita na textura nodular/mosaico (máx.= 4%), ou também entre os bioclastos de ostracodes.

Encontra-se parcialmente substituída por dolomita romboédrica, mas ainda é possível identificar as características de matriz micrítica (Fig. 46-C).

Bioclastos fosfáticos

Os bioclastos fosfáticos possuem de 0,27 mm a 0,42 mm, e constituem escamas de peixe (máx.<1%). Estes bioclastos ocorrem associados com matriz argilosa e estão engolfados por gipsita mosaico médio (Fig. 46-D). Sua ocorrência foi registrada somente na lâmina CH-22-d.

Bioclastos de ostracodes

Os bioclastos de ostracodes possuem no máximo 0,5 mm e compõe 51% da amostra CH-39-e, classificada como *packstone*. Apresentam-se frequentemente quebrados, raramente articulados e pouco recristalizados por cristais romboédricos de dolomita (Fig. 46-E). Alguns fragmentos de ostracodes também foram registrados na amostra CH-39-a, porém intensamente quebrados, desarticulados e em quantidade inferior a 1% da lâmina.

Intraclastos carbonáticos

Os intraclastos carbonáticos possuem no máximo 0,3 mm de diâmetro e quantidade inferior a 1%. Estas partículas foram encontradas apenas na lâmina CH-39-e, associadas aos ostracodes (Fig. 46-F).

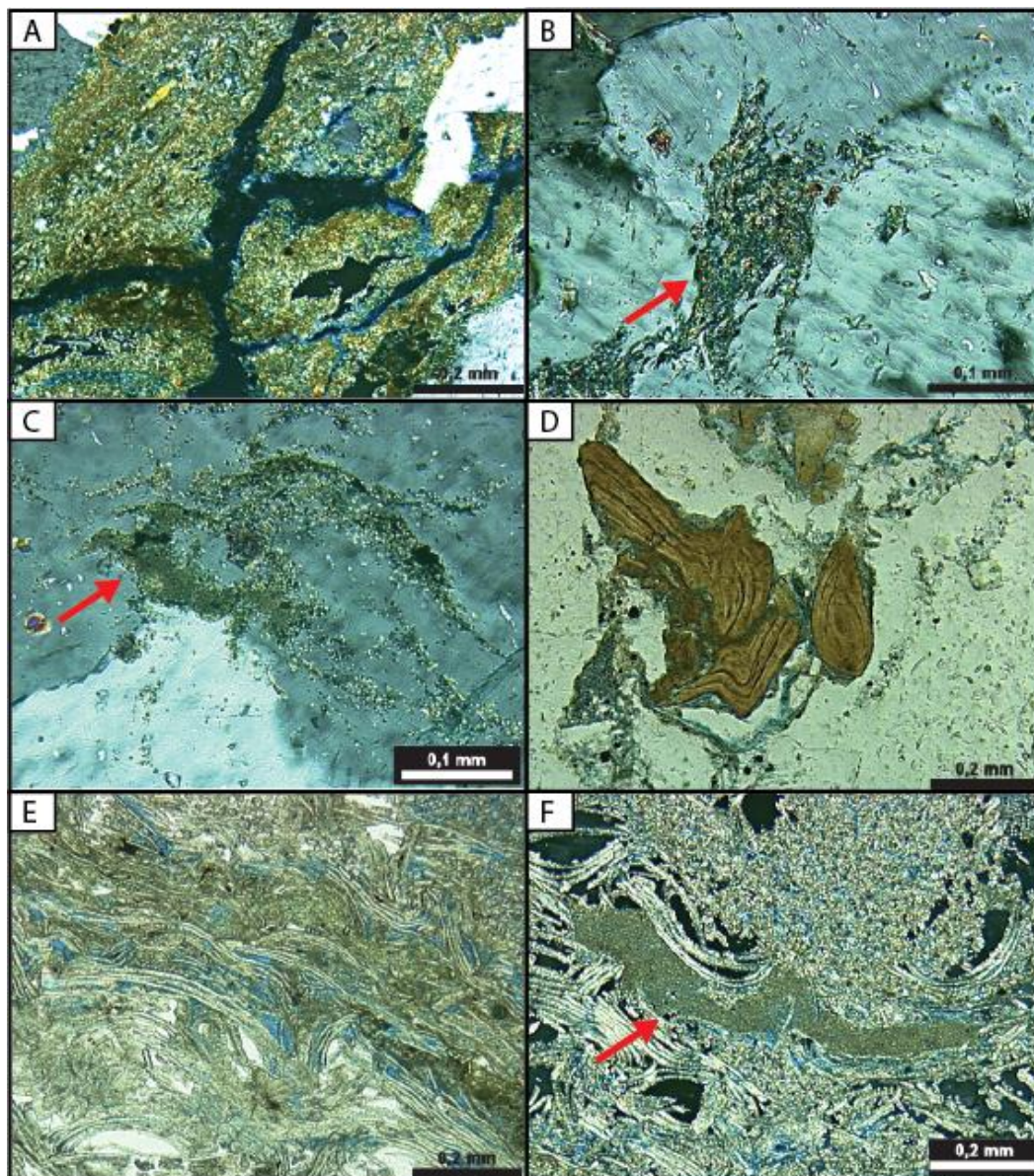


Figura 46. Principais feições dos outros constituintes primários. A) Matriz argilosa composta por argilominerais, raros grãos de quartzo e mica de tamanho silte, lâmina CH-12-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Restos de matriz argilosa (seta vermelha), em meio ao cimento deslocante de gipsita, lâmina CH-39-f (XP); C) Matriz micrítica indicada pela seta vermelha, lâmina CH-10-a (XP); D) Fragmentos de escama de peixe, lâmina CH-22-d (Polarizadores descruzados, //P); E) Bioclastos de ostracodes, lâmina CH-39-e (XP); F) Intraclasto carbonático (seta vermelha), associado a bioclastos de ostracodes lâmina CH-39-e (XP).

Outros constituintes diagenéticos

Afora os sulfatos diagenéticos, outros constituintes diagenéticos incluem: dolomita romboédrica (54%), calcita anédrica a subédrica (40%), esferulito de calcita (3%) e jarosita, pirita e esferulito de calcedônia (2%) (Fig. 47). A fim de evitar que a representatividade da calcita lenticular seja superestimada em relação aos outros constituintes, visto que a mesma representa 24% de uma única lâmina, essa não foi incluída nos valores do gráfico.

Em seguida são apresentadas as descrições detalhadas de cada constituinte.

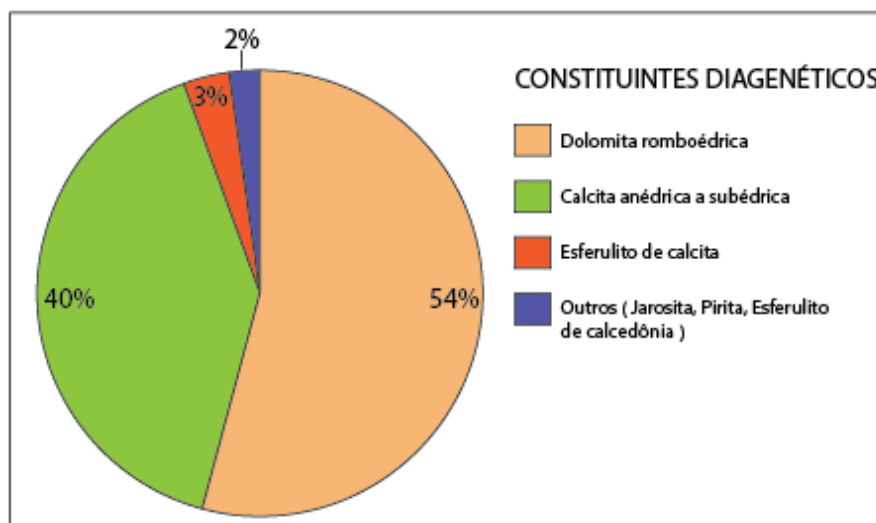


Figura 47. Gráfico relacionando as proporções entre os constituintes diagenéticos descritos nas lâminas (exceto sulfatos).

Calcita anédrica a subédrica

Os cristais de calcita são anédricos a subédricos, com até 0,06 mm, e se encontram dispersos ou em aglomerados. Este constituinte pode substituir parcialmente qualquer hábito da gipsita (Fig. 48-A) ou também matriz argilosa (máx.= 4%).

Calcita Lenticular

A calcita lenticular é caracterizada por cristais lenticulares dispersos, com diâmetro inferior a 0,05 mm (Fig. 48-B). Na amostra CH-39-a, a calcita lenticular substitui parcialmente a gipsita paliçada nas lâminas e nas rosetas (máx.= 24%).

Dolomita romboédrica

Os cristais são romboedros euédricos, que variam de microcristalinos até no máximo 0,075 mm (Fig. 48-C). Estes podem ocorrer dispersos ou em aglomerados. A dolomita romboédrica substitui quase totalmente a gipsita de qualquer hábito (máx.= 56%) na lâmina CH-39-d. Substitui também a matriz argilosa (máx.= 1%) na lâmina CH-22-d, matriz micrítica (máx.= 30%) nas lâminas CH-21-d e CH-39-e e também bioclastos de ostracodes (máx.<1%) na lâmina CH-39-e. Já a dolomita microcristalina substitui somente a matriz argilosa (máx.= 1%) na lâmina CH-12-b.

Esferulitos de calcedônia

Os esferulitos possuem diâmetro de até 0,77 mm e são compostos por calcedônia (Fig. 48-D), ocorrendo de forma esparsa na lâmina (máx.= 1%). Este constituinte substitui a gipsita e é substituído por calcita anédrica. Os esferulitos de calcedônia foram registrados apenas na lâmina PS-11-74,1.

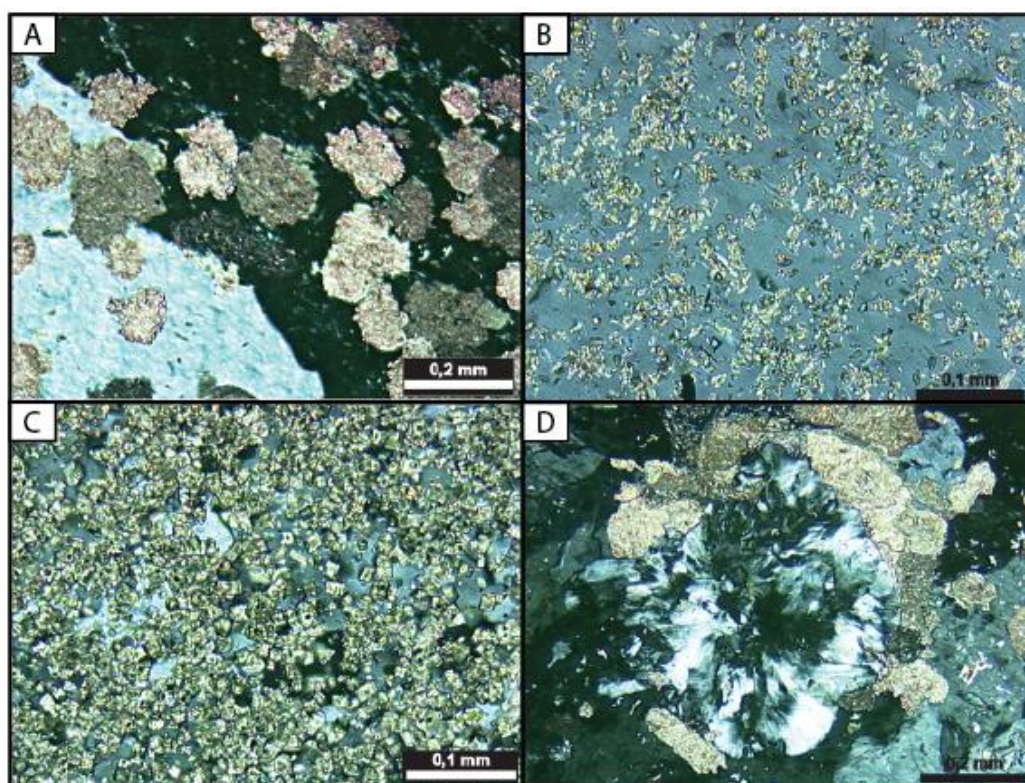


Figura 48. Principais feições dos outros constituintes diagenéticos. A) Calcita anédrica substituindo gipsita, lâmina CH-02-b (Polarizadores cruzados, XP); B) Calcita lenticular substituindo gipsita, lâmina CH-39-a (XP); C) Dolomita romboédrica substituindo gipsita, lâmina CH-39-d (XP); D) Esferulito de calcedônia substituindo gipsita e sendo substituído por calcita anédrica, lâmina PS-11-74,1 (XP).

Esferulitos de calcita

Os esferulitos possuem no máximo 0,04 mm de diâmetro na lâmina CH-39-e (Fig. 49-A) e até 0,07 mm de diâmetro na lâmina CH-39-f (Fig. X-B). Este constituinte substitui dolomita (máx.< 1%) e calcita microcristalina (máx.= 7%).

Jarosita

Este constituinte ocorre como cristais finos, disformes e pouco frequentes (Fig. 49-C), substituindo parcialmente a gipsita (máx.= 1%) e a matriz argilosa (máx.< 1%) apenas na lâmina CH-12-a.

Pirita

A pirita ocorre de três formas: como pirita microcristalina e framboidal (Fig. 49-D) substituindo matriz argilosa na lâmina PS-11-73,1 (máx.< 1%), como pirita microcristalina substituindo bioclastos de ostracodes na lâmina CH-39-e (máx.< 1%), e como pirita microcristalina substituindo dolomita intergranular na lâmina CH-39-e (máx.< 1%).

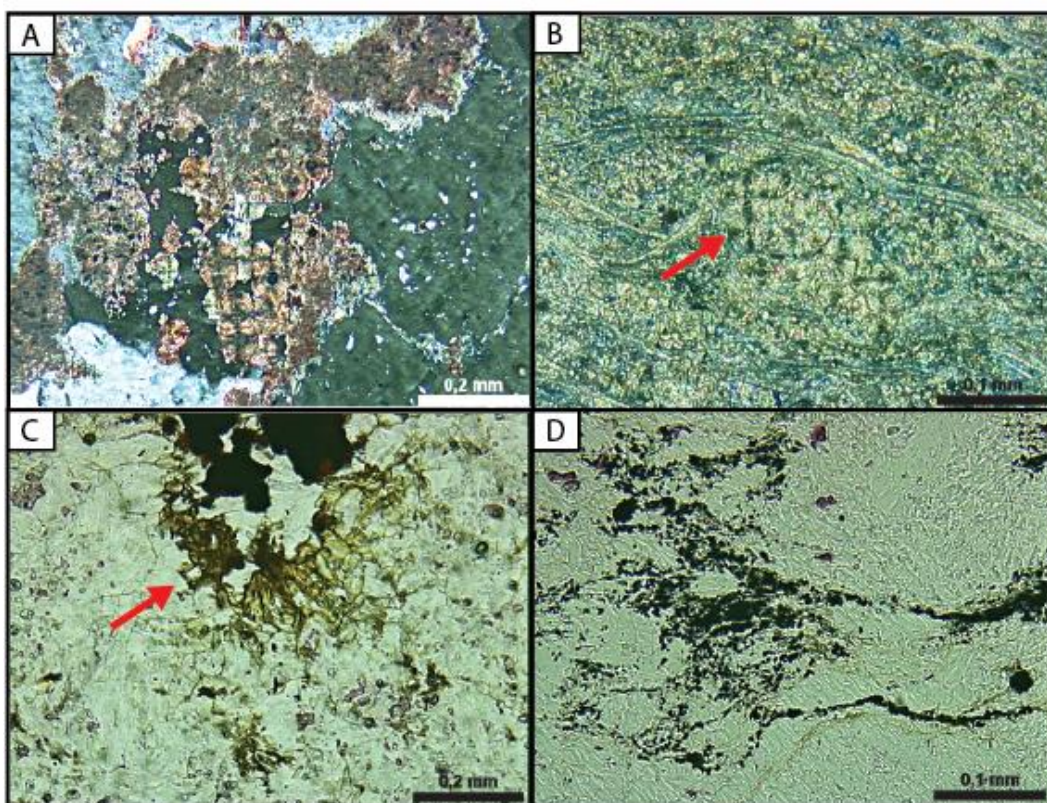


Figura 49. Principais feições dos outros constituintes diagenéticos. A) Esferulito de calcita substituindo calcita microcristalina, lâmina CH-39-f (XP); B) Esferulitos de calcita substituindo dolomita, lâmina CH-39-e (XP); C) Jarosita, indicada pela seta vermelha, substituindo gipsita, lâmina CH-12-a (Polarizadores descruzados, //P); D) Pirita microcristalina e framboidal substituindo matriz argilosa, lâmina PS-11-73,1 (//P).

Porosidade

Porosidade interpartícula

Este tipo de porosidade ocorre entre os bioclastos de ostracodes (Fig. 50-A) na amostra CH-39-e (máx.= 9%). Encontra-se parcialmente reduzida devido à cimentação por gipsita poiquilotópica (Fig. 50-B).

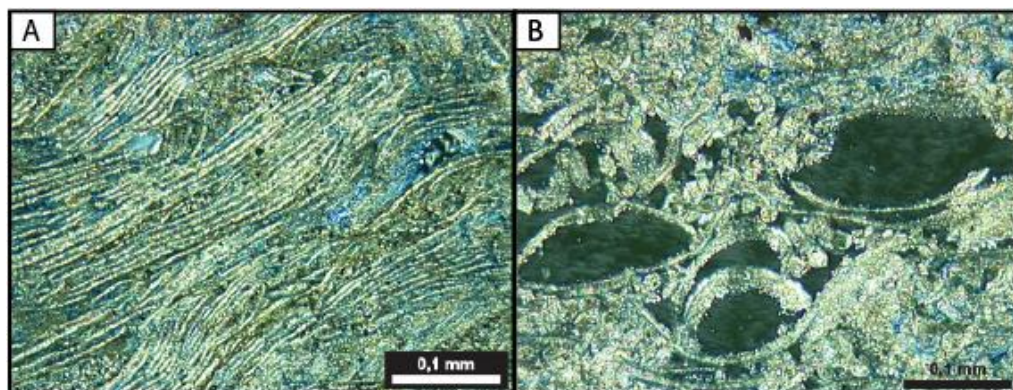


Figura 50. Principais aspectos da porosidade. A) Porosidade interpartícula, lâmina CH-39-e (Polarizadores descruzados, //P); B) Gipsita poiquilotópica obliterando poros interpartícula, lâmina CH-39-e (Polarizadores cruzados, XP).

6.2 Resumo da caracterização faciológica e petrográfica dos evaporitos

A partir da integração entre as características faciológicas e petrográficas, são apresentadas no quadro 5 as relações entre as fácies, estruturas macroscópicas, texturas microscópicas, hábitos dos sulfatos e demais constituintes primários e diagenéticos. As feições mais características estão apresentadas em negrito.

A fácies Evaporito laminado (EI) é representada pela estrutura laminada. Microscopicamente esta estrutura corresponde à textura laminada, cujas lâminas são compostas principalmente pela intercalação da gipsita paliçada e *chevron* com gipsita prismática e fibrosa.

A fácies Evaporito maciço (Em) corresponde à estrutura maciça, microscopicamente também tem textura maciça, composta principalmente por gipsita mosaico e gipsita alabastrina, ou textura nodular/mosaico, caracterizada por nódulos deslocantes entre matriz argilosa e micrítica, compostos predominantemente por cristais de gipsita mosaico com inclusões de anidrita corroída.

A fácies Brechada (Br) corresponde à estrutura e a textura brechada. A textura é composta por intraclastos maciços de anidrita fibrosa, segmentados por veios de gipsita alabastrina e fibrosa.

O *Packstone* apresentada laminação caracterizada pela alternância de matriz micrítica e bioclastos de ostracodes.

Quadro 5. Resumo das fácies e estruturas associadas, e espessura das camadas evaporíticas nos perfis colunares dos pontos descritos

Fácies	Estrutura Macroscópica	Textura/Feições associadas	Hábito do Sulfato	Outros constituintes primários e diagenéticos
EI	Laminada Rosetas Veios fibrosos	Laminada Veios Rosetas	Gipsita paliçada/colunar Gipsita chevron Gipsita prismática Gipsita fibrosa Anidrita corroída Gipsita alabastrina Gipsita prismática-radiada Celestita euédrica	Matriz argilosa Calcita anédrica a subédrica Calcita lenticular Dolomita romboédrica
Em	Maciça Rosetas Veios fibrosos Venulada	Nodular/Mosaico Maciça Veios Rosetas Venulada	Gipsita mosaico Gipsita alabastrina Anidrita corroída Gipsita feixes fibrosos Gipsita fibrosa Gipsita porfiroblástica Gipsita prismática Gipsita prismática-radiada Gipsita rabo de andorinha Celestita euédrica	Matriz argilosa Matriz micrítica Bioclastos fosfáticos Bioclastos de ostracodes Calcita anédrica a subédrica Dolomita romboédrica Esferulitos de calcedônia Esferulitos de calcita Jarosita Pirita
Br	Brechada Rosetas Veios fibrosos	Brechada Veios Rosetas	Anidrita fibrosa Gipsita alabastrina Gipsita fibrosa Gipsita prismática-radiada Celestita euédrica	
Packstone	Laminada	Laminada	Gipsita poiquilotópica	Bioclastos de ostracodes Matriz micrítica Intraclastos carbonáticos Dolomita romboédrica

6.3 Análises isotópicas do S e O:

Os resultados obtidos a partir da análise isotópica indicam valores positivos de $\delta^{34}\text{S}$, que variam entre 10,27‰ e 17,99‰, e de $\delta^{18}\text{O}$, entre 7,72‰ e 13,30‰ (Tab. 5).

As razões de $\delta^{34}\text{S}$ das amostras laminadas apresentam valores entre 16,62‰ a 17,83‰, para as amostras com estrutura maciça os valores variam de 16,45‰ a 17,96‰, para as amostras de veios fibrosos entre 10,27‰ e 17,51‰, e para a amostra brechada o valor registrado foi de 17,11‰.

Em relação ao $\delta^{18}\text{O}$, os valores registrados foram entre 7,72‰ e 13,30‰ nas amostras laminadas, 7,90‰ a 11,87‰ nas amostras maciças, 9,03‰ a 12,98‰ nas amostras de veios fibrosos, e 11,10‰ na amostra brechada.

Tabela 5. Valores obtidos na análise de isótopos estáveis de O e S relacionados a estrutura macroscópica da amostra.

Amostra	Estrutura	%S	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (‰)	%O	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (‰)
PS-11-59,75	Maciça	16,71	17,96	46,26	11,87
PS-11-73,1	Maciça	18,87	16,65	47,86	8,42
PS-11-74,1	Maciça	17,07	17,87	49,17	11,35
CH-01-B	Laminada	19,16	17,83	44,55	10,10
CH-02-B	Maciça	13,53	16,81	45,15	13,3
CH-08-F	Veio fibroso	9,95	10,27	44	12,98
CH-10-A	Maciça recortada por veios	18,19	16,45	48,97	8,17
CH-10-B	Laminada	19,04	16,62	49,44	7,72
CH-11-B	Laminada	20,28	17,85	50,56	10,30
CH-12-A	Maciça fina resquício de laminação	19,65	17,00	51,75	7,90
CH-12-B	Maciça grossa	18,02	17,99	52,33	11,22
CH-12-C	Veio fibroso	18,91	17,51	51,1	10,78
CH-21-B	Maciça fina	18,33	17,43	52,45	10,69
CH-21-C	Laminada parcialmente obliterada	18,81	17,27	52,93	7,91
CH-21-E	Veio fibroso	17,53	15,89	50,81	9,03
CH-22-D	Maciça grossa	19,59	17,60	49,21	9,83
CH-22-E	Laminada	18,95	17,13	51,64	7,87
CH-22-F	Brechada	22,87	17,11	46,02	11,10

A partir do gráfico que relaciona os valores de $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em cada tipo de estrutura macroscópica (Fig. 51), verifica-se que a assinatura isotópica de S e O é independente da estrutura da amostra analisada. É possível identificar duas populações, uma delas com valores de $\delta^{18}\text{O}$ mais baixos (e de $\delta^{34}\text{S}$ levemente mais

baixos) do que a outra, porém não há uma relação entre estas duas populações e estruturas macroscópicas específicas.

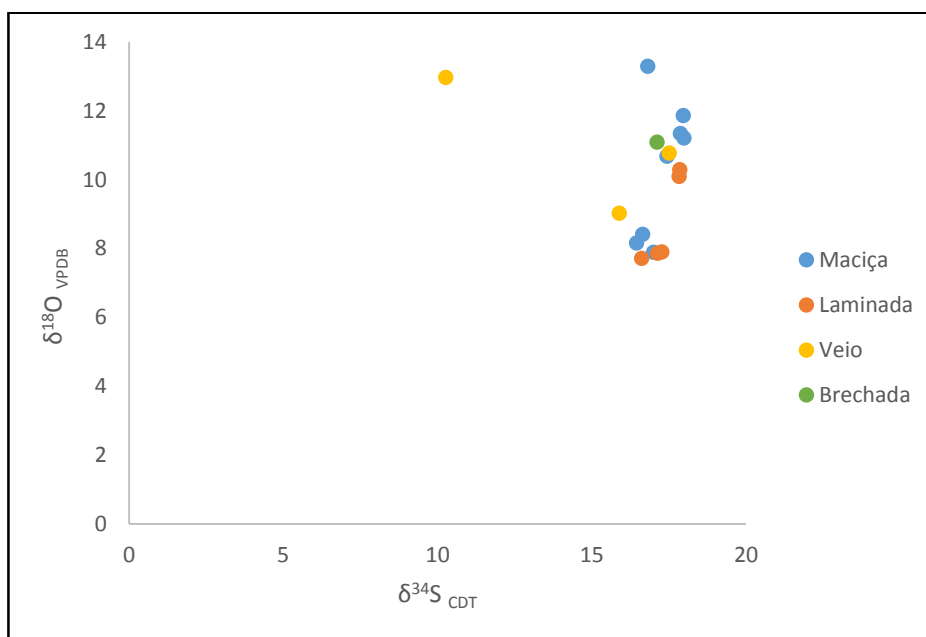


Figura 51. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT) versus $\delta^{18}\text{O}$ (‰ VPDB) para as diferentes estruturas macroscópicas nos sulfatos.

6.4 Difratomia de Raios-X:

As análises de difratometria de Raios-X (DRX) apontam a ocorrência de quatro minerais distintos nas amostras analisadas: gipsita, anidrita, calcita e dolomita. A gipsita é registrada em todas as amostras, geralmente como mineral predominante, a anidrita ocorre em seis amostras (sendo que somente em duas é o mineral mais abundante), a calcita está presente em duas amostras e a dolomita ocorre apenas em uma amostra. Os demais difratogramas não ilustrados abaixo estão contidos no Anexo IV.

Nos difratogramas das amostras com estrutura laminada, a gipsita está presente como mineral único ou mais abundante em todas as amostras (Fig. 52), inclusive naquela em que a laminação está obliterada e/ou recortada por rosetas. Os outros minerais menos abundantes são anidrita, encontrada nas amostras CH-22-E e CH-21-C (Fig. 53), e calcita, que ocorre somente na amostra CH-39-A (Fig. 54).

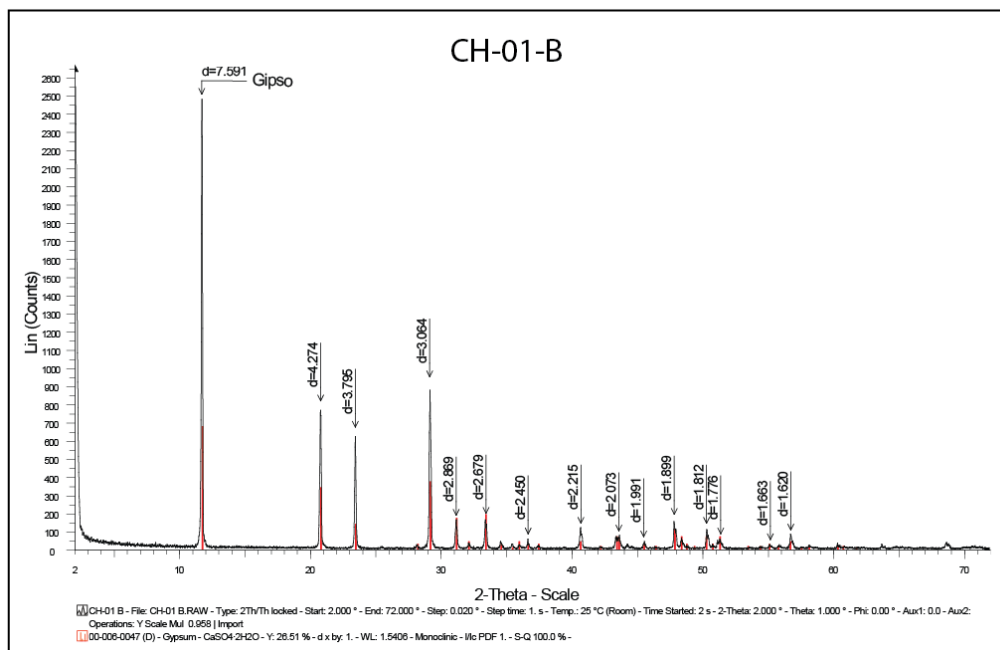


Figura 52. Difratoograma da amostra CH-01-B, evaporito de estrutura laminada, indicando a presença de gipsita como mineral único.

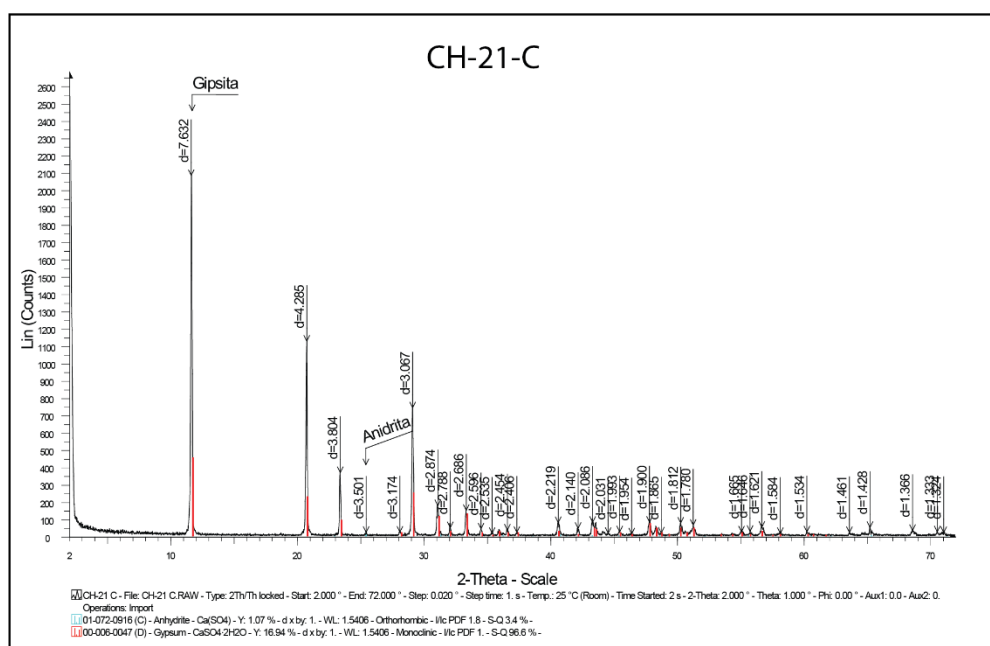


Figura 53. Difratoograma da amostra CH-21-C, evaporito de estrutura laminada, indicando gipsita como mineral principal e a discreta ocorrência de anidrita.

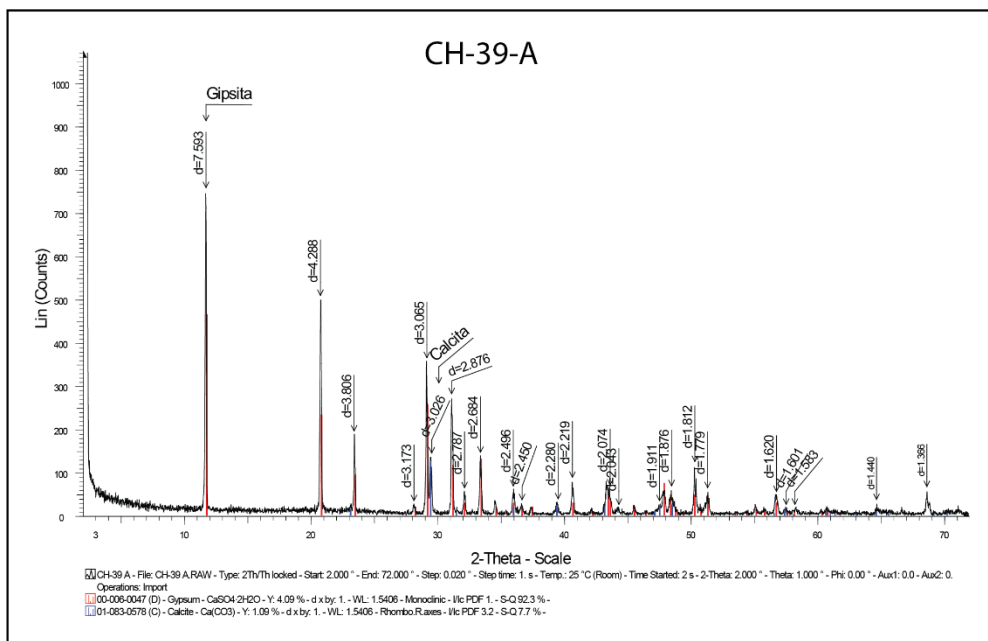


Figura 54. Difratoograma da amostra CH-39-A, evaporito de estrutura laminada, indicando a presença de gipsita como mineral mais abundante e secundariamente a calcita.

Nas amostras com estrutura maciça, todas apresentaram como mineral principal a gipsita (Fig. 55). A anidrita ocorre na amostra CH-12-B (Fig. 56), identificada em um discreto pico. Na amostra CH-21-B (Fig. 57) é registrada a única ocorrência de dolomita nas análises, muito subordinada à gipsita.

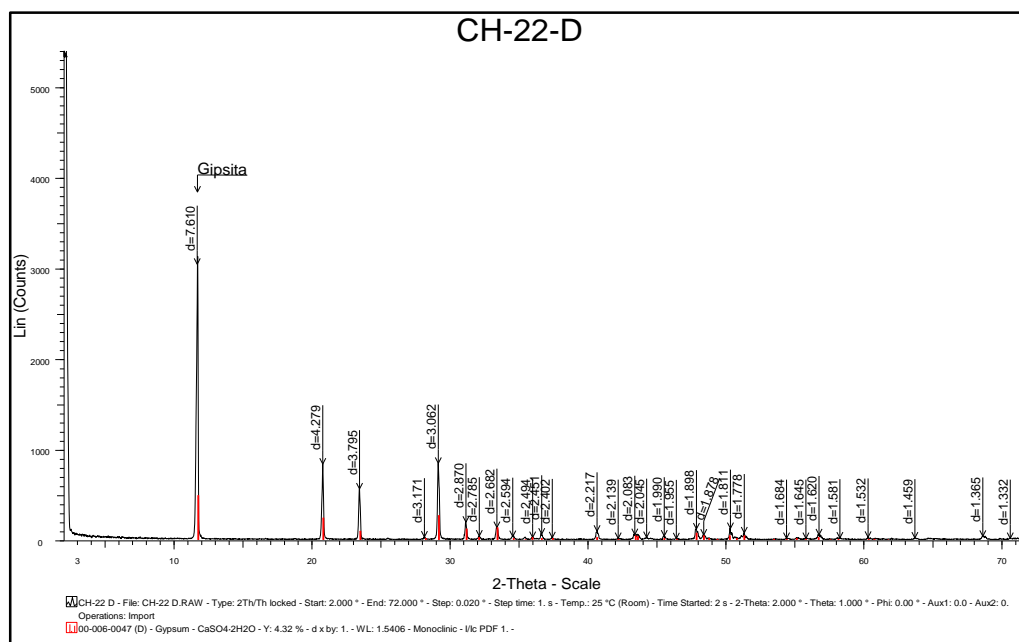


Figura 55. Difratoograma da amostra CH-22-D, evaporito de estrutura maciça, indicando somente a presença de gipsita.

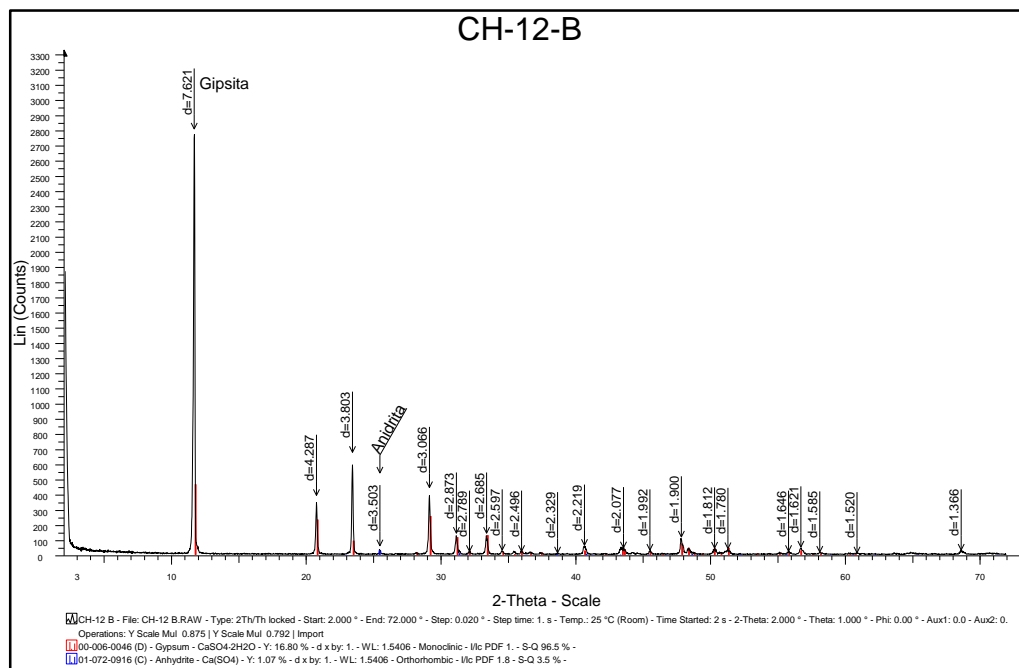


Figura 56. Difratoograma da amostra CH-12-B, evaporito de estrutura maciça, onde a gipsita é o mineral predominante e anidrita ocorre subordinadamente.

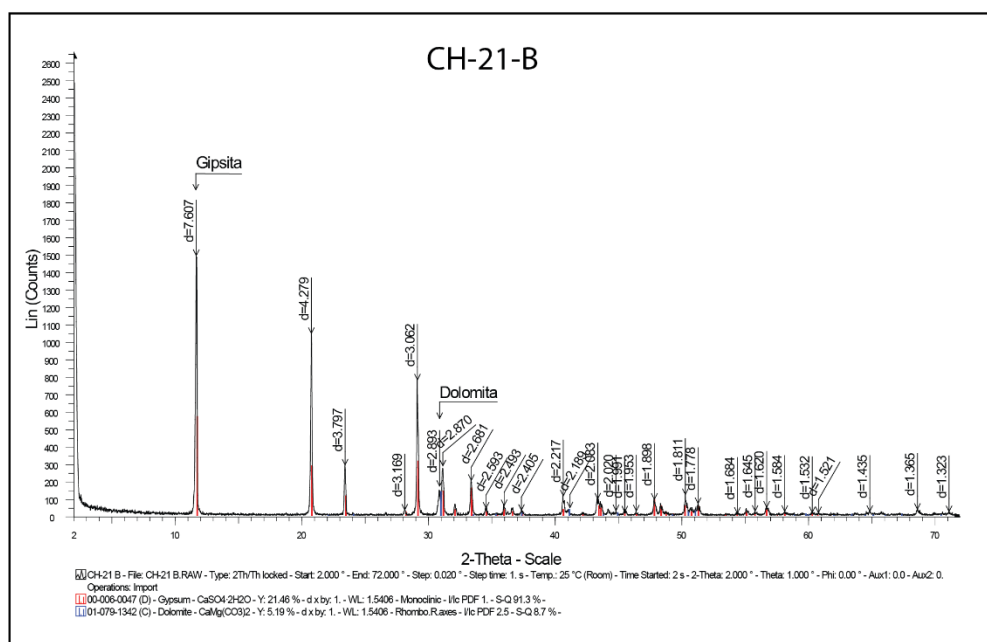


Figura 57. Difratoograma da amostra CH-21-B, evaporito de estrutura maciça, indicando a presença de gipsita e subordinadamente dolomita.

Os difratogramas das duas amostras, CH-22-F e CH-42-A, com estrutura brechada apresentam como fase mais importante a anidrita, sendo a gipsita o segundo mineral mais abundante (Fig. 58).

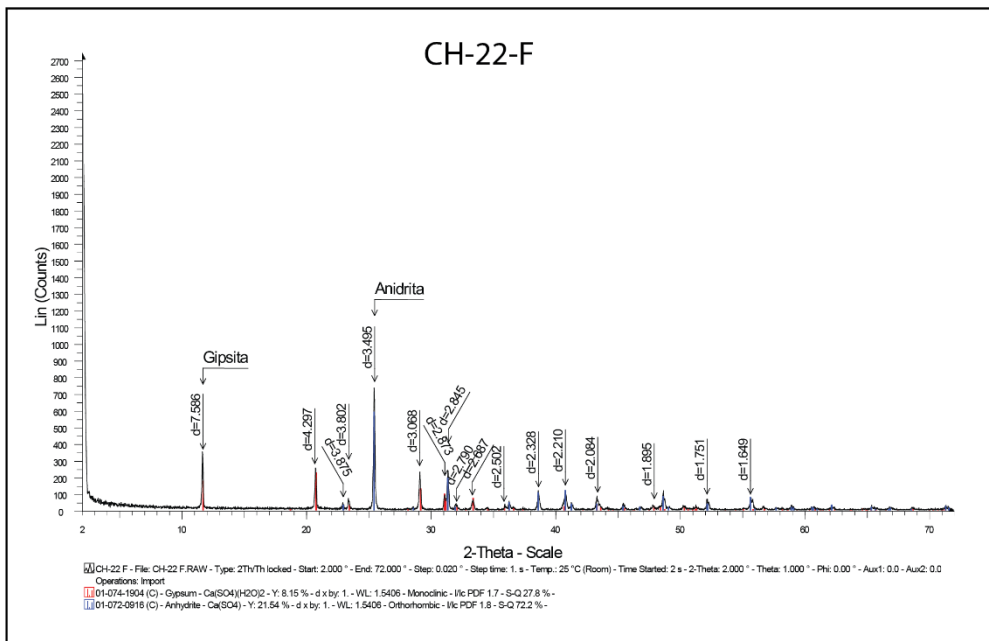


Figura 58. Difratoograma da amostra CH-22-F, evaporito de estrutura brechada, indicando a presença de anidrita em maior quantidade do que a gipsita.

Na amostra de veio fibroso, CH-21-E (Fig. 59), o único mineral registrado foi a gipsita.

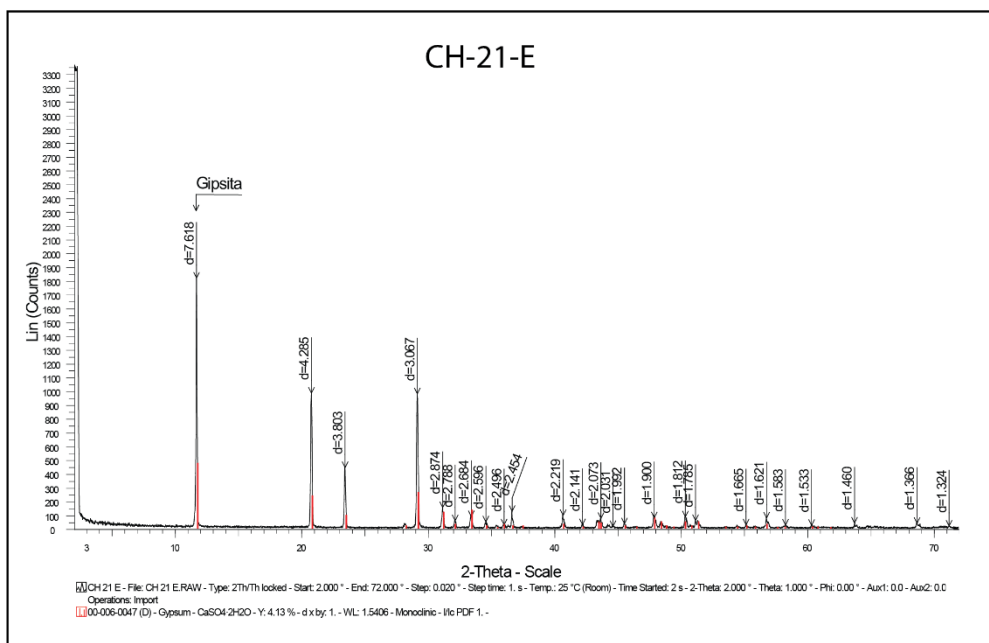


Figura 59. Difratoograma da amostra CH-21-E, estrutura tipo veio fibroso, registrando a gipsita como único mineral.

A análise do *packstone* de ostracodes, amostra CH-39-E, apresentou a calcita como mineral mais abundante, mas a presença de gipsita ocorre em um pico discreto (Fig. 60).

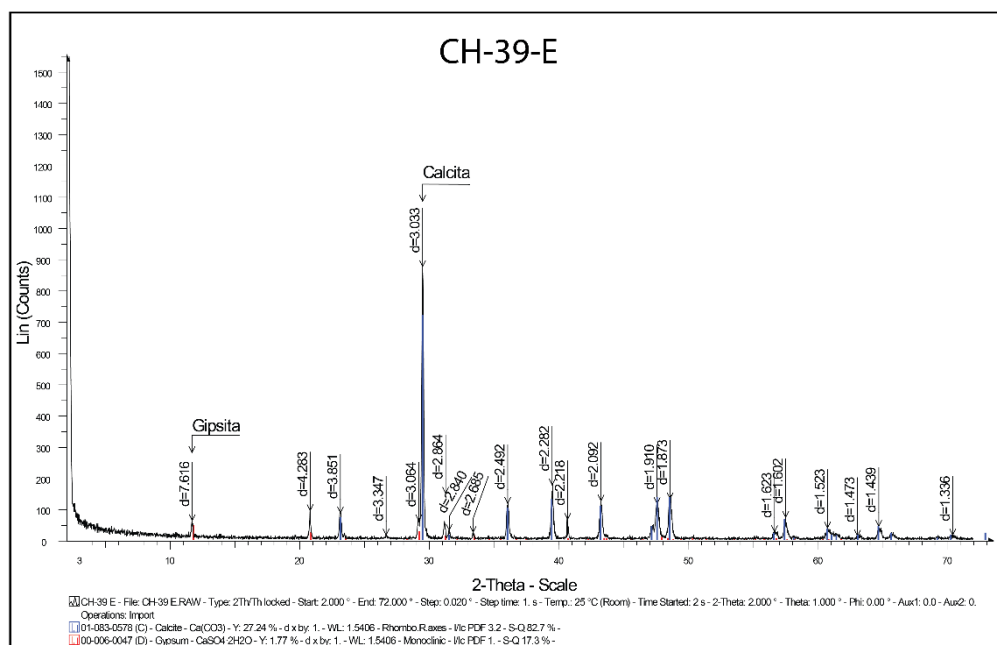


Figura 60. Difratograma da amostra CH-39-E, revelando a calcita como mineral principal e gipsita subordinada.

A tabela 6 reúne a descrição macroscópica das amostras juntamente com a mineralogia identificada pela difratometria de Raios-X apresentada em ordem de abundância.

Tabela 6. Relação das amostras descritas macroscopicamente e a mineralogia identificada por DRX.

Amostra	Estrutura macroscópica	Mineralogia identificada
CH-01-B	Laminada	Gipsita
CH-10-A	Maciça recortada por veios	Gipsita e anidrita
CH-10-B	Laminada	Gipsita
CH-12-A	Maciça fina com resquícius de laminação	Gipsita
CH-12-B	Maciça grossa	Gipsita e anidrita
CH-21-B	Maciça fina	Gipsita e dolomita
CH-21-C	Laminada levemente obliterada	Gipsita e anidrita
CH-21-E	Veio fibroso	Gipsita
CH-22-D	Maciça grossa	Gipsita
CH-22-E	Laminada	Gipsita e anidrita
CH-22-F	Brechada	Anidrita e gipsita
CH-39-A	Laminada recortada por rosetas	Gipsita e calcita
CH-39-B	Laminada recortada por rosetas	Gipsita
CH-39-C	Laminada recortada por rosetas	Gipsita
CH-39-D	Laminada	Gipsita
CH-39-E	<i>Packstone</i> composto por ostracodes	Calcita e gipsita
CH-39-F	Maciça média recortada por veios	Gipsita
CH-42-A	Brechada	Anidrita e gipsita

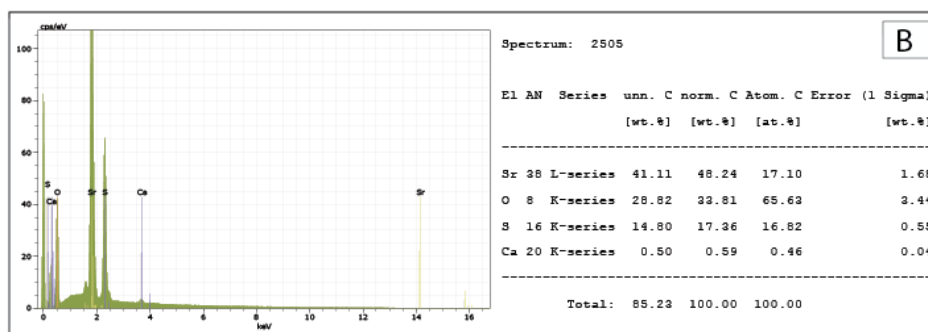
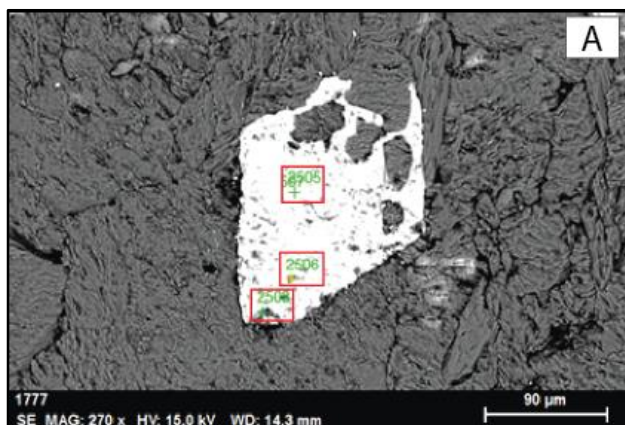
6.5 Microscopia Eletrônica de Varredura com EDS acoplado

As análises do MEV foram executadas visando a determinação de três constituintes, os quais não foi possível determinar em lâmina petrográfica. Estes constituintes compreendem: um mineral euédrico de relevo alto, um mineral microcristalino lenticular e os argilominerais que compõe a matriz argilosa.

Mineral euédrico de relevo alto

Nas imagens em BSE o mineral analisado é euédrico, apresenta feições de corrosão e distingue-se facilmente da gipsita por apresentar coloração esbranquiçada (Fig. 27-A). Foram analisadas as lâminas CH-10-b e CH-39-c.

Através da análise por EDS em três pontos (2505; 2506; 2508) do mineral na lâmina CH-10-b, foram identificados os seguintes elementos e seus respectivos pesos atômicos (Fig. 27- B, C, D): Sr (24.44% a 41.11%), O (28.82% a 42.29%), S (14.80% a 20.12%) e Ca (0.5% a 17.88%), indicando uma composição homogênea, com alguma variação na proporção entre os elementos.



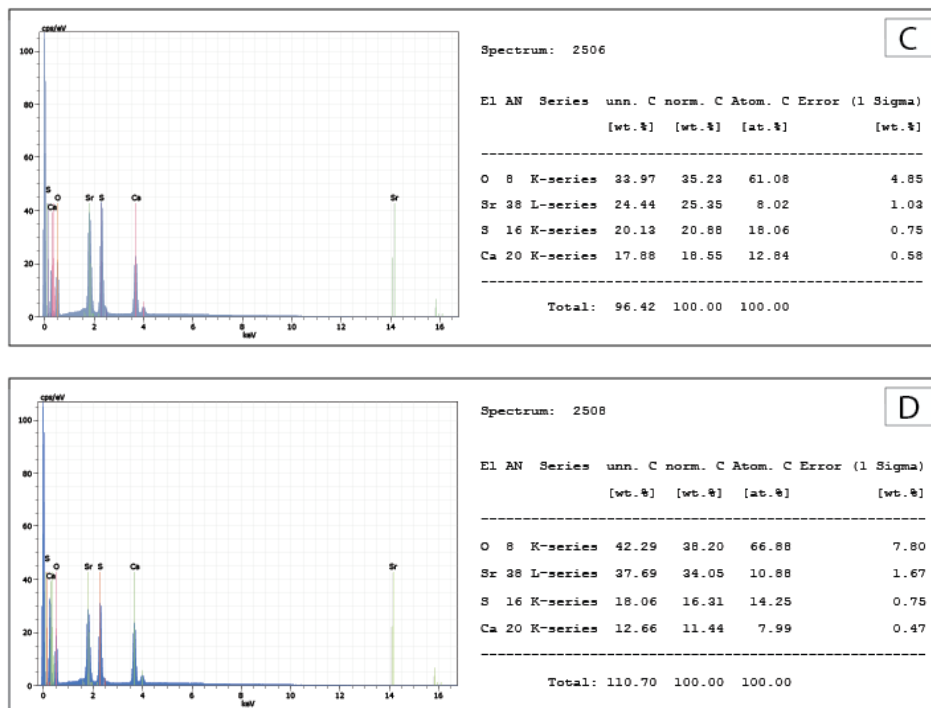


Figura 61. Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 2505, 2506 e 2508.

Na lâmina CH-39-c nos três pontos (2480; 2481; 2482) identifica-se os seguintes elementos e seus respectivos pesos atômicos: Sr (46.59% a 51.51%), O (16.67% a 20.62%), S (12.23% a 15.44%) e Ca (0.54% a 1.62%), também indicando uma composição homogênea contendo alguma variação na proporção entre os elementos. As figuras desta análise seguem no Anexo V.

O resultado composicional indica que o mineral analisado compreende um sulfato de estrôncio, Celestita (SrSO₄).

Mineral microcristalino lenticular

Este mineral ocorre substituindo a gipsita na lâmina. Trata-se de um mineral microcristalino lenticular de relevo alto e birrefringência semelhante a carbonato. Para esta análise foi selecionada a lâmina CH-39-a.

Na primeira área (Fig. 28-A) da lâmina CH-39-a foram realizados três pontos (16; 17; 18) onde são identificados nos dois primeiros os seguintes elementos e seus respectivos pesos atômicos (Fig. 28- B, C, D): C (17.92% e 5.07%), O (8.17% e 26.89%), S (3.87% e 14.03%) e Ca (6.62% e 24.22%). O ponto 18, apresenta uma composição diferenciada: C (7.59%), O (32.81%), Na (0.18%), Mg (0.19%) e Ca (25.05%).

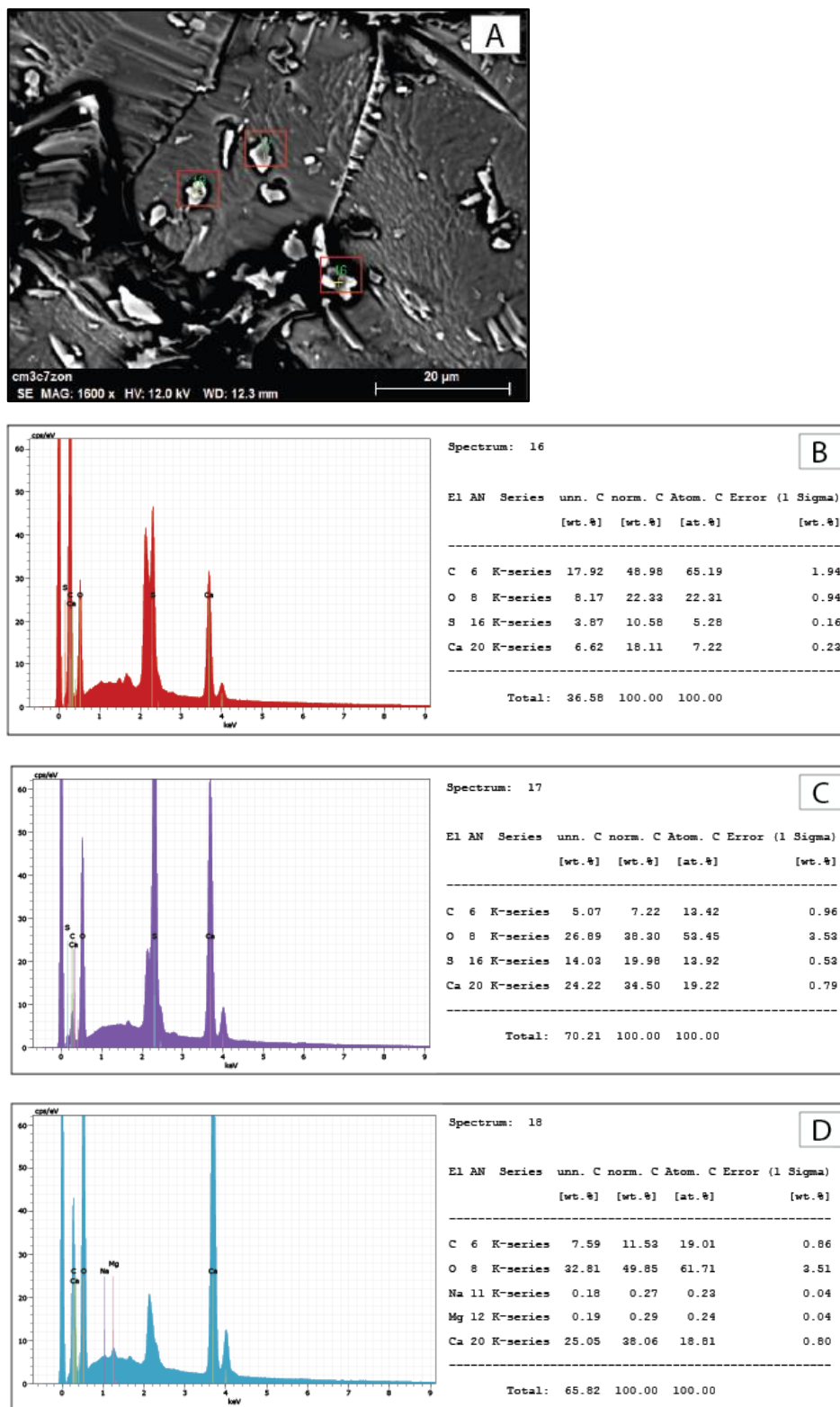


Figura 62. Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C, D) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 16, 17 e 18.

Na segunda área da lâmina foram realizados três pontos (19; 20; 22). Os elementos identificados na análise e seus respectivos pesos atômicos são: C (2.8%

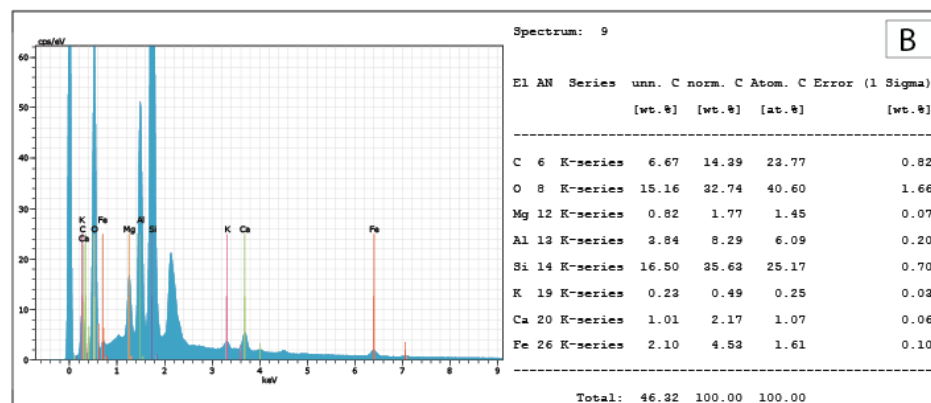
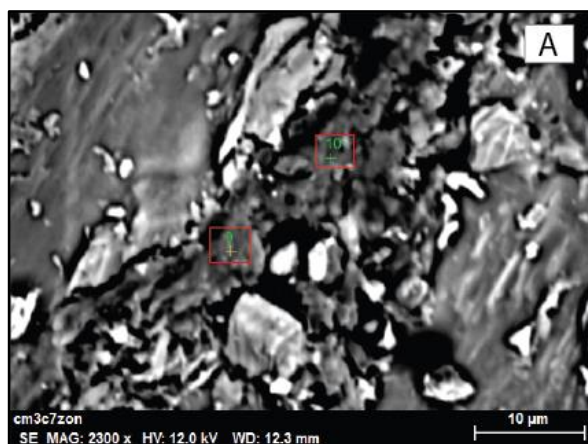
a 6.29%), O (30.20% a 31.01 %), S (10.76% a 13.41%) e Ca (15.42% a 24.30%) (Imagens no Anexo V).

Pela análise composicional sugere-se que este mineral seja Calcita (CaCO_3) substituindo a gipsita. Como o mineral é microcristalino, o feixe eletrônico incide sobre a gipsita também.

Composição da matriz argilosa

A fim de verificar os minerais que compõe a matriz argilosa, cuja identificação não foi possível em lâmina petrográfica devido à granulometria fina, quantidade restrita e frequente alteração, selecionou-se a lâmina PS-11-59,75 para análise através de MEV.

Nos dois pontos da análise (9; 10) (Fig. 29-A) identificam-se os seguintes elementos e seus respectivos pesos atômicos (Fig. 29- B, C): O (15.16% e 13.54%), Mg (0.82% e 0.80%), Al (3.84% e 4.34%), Si (16.50% e 20.14%), K (0.23% e 0.14%), Ca (1.01% e 0.77%), Fe (2.1% e 0.59%), além de C (6.67%), identificado somente no ponto 9.



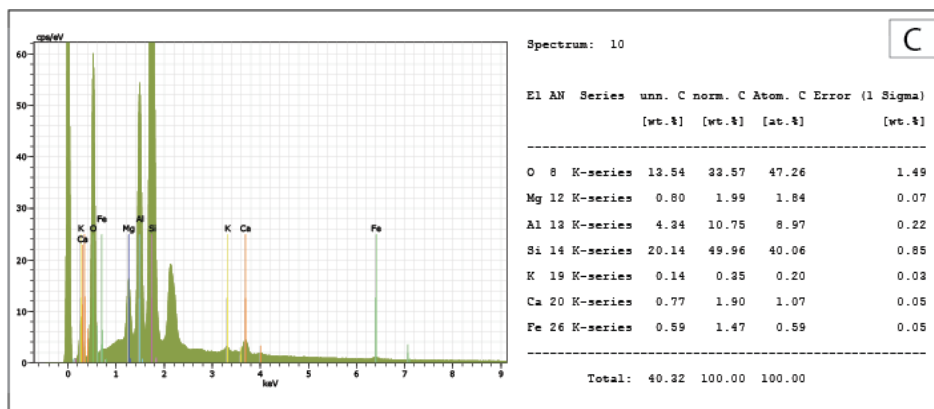


Figura 63. Resultado da análise por EDS. A) Localização dos pontos analisados. B, C) Espectro e tabela composicional semi-quantitativa do ponto 9 e 10.

A partir do hábito e resultado da análise, sugere-se que esta composição pertença a argilominerais do grupo da esmectita.

7. DISCUSSÃO

7.1 Paragênese mineral

Com base nas principais texturas e hábitos dos sulfatos de cálcio, é possível estabelecer uma ordem de precipitação, a partir da qual pode-se interpretar as condições vigentes na deposição dos mesmos em virtude da preservação de feições sindeposicionais. Os demais constituintes primários e diagenéticos também fornecem informações que serão utilizadas nas interpretações a seguir.

Através da descrição em detalhe dos sulfatos, definiu-se que todos possuem origem eodiagenética, pelo fato de não apresentarem indicativos comuns de mesodiagênese, como a desidratação da gipsita e recristalização como anidrita nodular a maciça (Warren & Kendall, 1985), nódulos de anidrita com “canais alimentadores” (fraturas preenchidas com anidrita) e inclusões de rochas associadas (Machel, 1993), além de estilólitos recortando as estruturas (Warren, 2006). Além disso mantiveram-se preservadas importantes feições deposicionais como a textura nodular, com abundantes relictos de anidrita corroída dentro de grande parte da gipsita e a textura laminada com a preservação de “fantasmas de gipsita *chevron*” e gipsita paliçada (Warren, 2006). Por isso considera-se neste estudo que todos os sulfatos de cálcio presentes foram precipitados em condições deposicionais e pós-deposicionais.

Foi possível separar em quatro fases distintas a sequência de precipitação dos sulfatos, relacionando as estruturas, texturas e a relação com os demais constituintes primários e diagenéticos. Na primeira fase foram depositadas a gipsita paliçada, *chevron* (Figs. 41-A; B) e anidrita nodular (Figs. 41-C; D), que representam condições de precipitação em locais diferentes, porém possivelmente no mesmo contexto deposicional. Em uma segunda fase ocorreu a substituição por gipsita prismática e fibrosa (Figs. 43-A; B), compondo a textura laminada, e gipsita

mosaico grosso a médio (Figs. 42-D; C), compondo a textura nodular. A celestita provavelmente formou-se no início da segunda fase, pois apresenta inclusões de anidrita e matriz argilosa (Fig. 42-A) porém, encontra-se parcialmente substituída pela gipsita diagenética. Na terceira, a substituição foi por gipsita porfiroblástica (Fig. 43-C), mosaico fino (Fig. 42-B), alabastrina, feixes fibrosos (Figs. 44-A; B) e gipsita rabo de andorinha (Fig. 44-C). E por último ocorreu a formação da gipsita fibrosa que compõe os veios (Fig. 43-B) e a gipsita prismática radiada que constituem as rosetas (Fig. 44-D).

Durante a precipitação da fase primária, foi gerada a textura laminada, a qual é composta por lâminas de gipsita paliçada (*chevron*) contendo resquícios de anidrita, e lâminas de gipsita fibrosa a prismática, esta última já formada em uma segunda fase de precipitação. A gipsita paliçada/*chevron* compreende cristais colunares dispostos em forma de paliçada, que apresentam crescimento vertical com faces curvas, evidenciado pela presença dos relictos de *chevron*, raramente substituídos por gipsita alabastrina. O crescimento destes cristais ocorre sobre o substrato, formando camadas (Warren, 2006) indicativas da fase primária. A gipsita fibrosa a prismática é límpida, com crescimento alongado segundo o eixo C, e disposição paralela entre os cristais e perpendicular a laminação. Pelo fato de não apresentarem inclusões de outros sulfatos e de não haver a presença de outras fases nestas lâminas, acredita-se que a gipsita prismática a fibrosa substituiu alguma gipsita logo após a deposição, representando a fase secundária, porém ainda sobre influência da salmoura primária (Paz & Rossetti, 2006). A recristalização para gipsita fibrosa em evaporitos laminados é comum na eodiagênese. Apesar da recristalização, ainda é possível reconhecer os cristais primários alinhados (Warren, 2006). A textura laminada e a sua mineralogia comumente são bem preservadas e apresentam composição predominantemente de gipsita, como comprovado pelas análises de DRX. A calcita lenticular também pode aparecer representada nas análises de DRX, quando ocorre substituindo a gipsita em proporções significativas.

Outra textura primária é a nodular/mosaico. Esta textura é caracterizada por nódulos de anidrita formados a partir da precipitação de cristais de anidrita ripifomes dentro de poros preenchidos por fluidos, próximos a superfície. Atualmente estes nódulos primários, em sua maior parte, encontram-se parcialmente recristalizados por gipsita mosaico médio a grosso, porfiroblástica e prismática-radiada, porém ainda são mantidos os resquícios corroídos da anidrita primária, a forma original do nódulos e os resíduos deslocados de matriz argilosa

ou matriz micrítica. Os cristais de gipsita mosaico substituindo a anidrita refletem a recristalização na eodiagênese (Paz & Rossetti, 2006). A gipsita porfiroblástica representa a terceira fase de substituição da gipsita. Porém segundo Warren (2006) é comum que este hábito preserve as texturas mais precoces. Quando a substituição dos nódulos é por gipsita alabastrina, mosaico fino ou rabo de andorinha, não há mais a presença dos resquícios da anidrita primária. Esses hábitos caracterizam a terceira fase de precipitação. Apesar da substituição dos sulfatos pela gipsita alabastrina, muitas vezes a textura laminar ou nodular é preservada (Tucker, 2001), como verificado nas lâminas descritas. Através da descrição das lâminas, na textura nodular/mosaico a fase terciária aparece substituindo a gipsita secundária, ou como fase única presente na lâmina.

A textura nodular/mosaico é caracterizada pela intensa recristalização da anidrita, por esta ser menos estável em condições mais hidratadas. Como evidenciado pela quantificação petrográfica e análise de DRX, o sulfato mais comum nesta textura é a gipsita. À exceção do que foi descrito acima, ocorre a textura brechada, a qual preservou a anidrita nodular em sua totalidade, comprovada através das feições petrográficas.

Apenas duas das amostras mantém a anidrita original, a qual foi recortada por veios de gipsita fibrosa e alabastrina, constituindo a textura brechada. É possível identificar a origem nodular da anidrita, apesar da ausência de resquícios de matriz, através da orientação dos cristais. A orientação destes tende a ser caótica, porém em algumas porções a orientação circular incipiente reforça o crescimento em nódulos, já que quando precipitados os cristais tendem a ficar subparalelos à borda do nódulo, gerando feições circulares (Warren, 2006). A presença de anidrita também é evidenciada pela análise de DRX, na qual aparece em proporções semelhantes à gipsita.

O sedimento presente entre os nódulos pode compreender matriz argilosa (composta por esmectitas, conforme caracterizada através da Microscopia Eletrônica de Varredura), grãos de quartzo e micas, e até fragmentos de escama de peixe e ostracodes. A presença de escamas de peixes e bioclastos de ostracodes indica que as condições foram favoráveis para o desenvolvimento destes organismos, apesar das condições hipersalinas que geraram os sulfatos.

A matriz pode ser substituída por esferulitos carbonáticos, dolomita, calcita e também por pirita, esta última raramente substituída por jarosita. A precipitação dos esferulitos carbonáticos tem origem em diversos fatores, que podem ocorrer relacionados ou não. Por exemplo, a precipitação de esferulitos pode ser favorecida

por precipitação abiótica devido à alta supersaturação a partir de águas muito alcalinas, e/ou pela alta razão Mg/Ca devido ao efeito inibidor do Mg^{+2} na estrutura cristalina e pela presença de biofilmes microbiais, que não é necessária, mas pode contribuir através da ação mediadora destes na precipitação de esferulitos carbonáticos (Coniglio *et al.*, 2004; Meister *et al.*, 2011). Outro fator que favorece a precipitação destes esferulitos é a combinação de impurezas de Mg^{+2} e SO^4 , as quais causam a precipitação lenta de uma fase amorfa que posteriormente se transforma em esferulitos (Tracy *et al.*, 1998a; Tracy *et al.*, 1998b). A dolomitização que ocorre sobre os constituintes primários e diagenéticos, em algumas das lâminas possivelmente decorre do fato da precipitação da gipsita aumentar a razão Mg/Ca no fluido (Tucker, 2001). A substituição de sulfatos por calcita é um processo comum durante a diagênese meteórica dos depósitos evaporíticos devido à sua alta solubilidade sob a ação de águas meteóricas (Alonso-Zarza & Tanner, 2009). A formação da pirita é decorrente da redução dos sulfatos pela ação de bactérias na eodiagênese. Isto ocorre comumente quando há presença de matéria orgânica associada (Tucker, 2001). O ferro provém da redução de óxidos/hidróxidos presentes nas argilas e na matéria orgânica dos sedimentos (Tucker, 2001). A jarosita ocorre raramente nas lâminas e se forma a partir da oxidação parcial da pirita. A oxidação ocorre próximo a superfície devido a interação de águas meteóricas com os sulfetos (Bladh, 1982).

Outro tipo de matriz encontrada é a matriz micrítica, que pode estar também parcialmente substituída por calcita ou dolomita.

A deposição dos bioclastos de ostracodes intercalados com matriz micrítica e raros intraclastos carbonáticos que constituem o *packstone* também é incluída na primeira fase da deposição dos constituintes primários. Como neste trabalho não foi realizada a identificação dos ostracodes, somente é possível presumir que eles tenham se desenvolvido em algum período em que as condições da salmoura sofreram alguma mudança. Ostracodes são encontrados em profundidades rasas em águas marinhas, salobras ou doces (Tucker, 2001). Em algum momento a diminuição da salinidade do corpo d'água pode ter favorecido o desenvolvimento dos ostracodes e a deposição da matriz micrítica, visto que eles ocorrem em uma camada centimétrica restrita entre os evaporitos. O retorno das condições hipersalinas pode ter causado a mortandade dos ostracodes e a posterior cimentação por gipsita. A precipitação da gipsita poiquilotópica deve ter ocorrido precocemente, já que a cimentação é abundante entre as partículas, inclusive preservando a articulação das carapaças.

A gipsita das fases secundária e terciária e até mesmo da gipsita prismática-radiada também podem ser substituídas por calcita e dolomita. Além disto, ocorre a substituição por esferulitos de calcedônia e celestita, a presença desta última comprovada através de análise por Microscopia Eletrônica de Varredura. A ocorrência de esferulitos compostos por calcedônia *length-slow* é rara, porém é encontrada comumente substituindo evaporitos (Tucker, 2001). Este tipo de calcedônia indica dissolução e substituição dos sulfatos nodulares, caracterizando um excelente guia para identificação de deposição em *sabkhas* (Folk & Pittman, 1971). A celestita ocorre comumente associada a gipsita e anidrita, geralmente em concentração inferior a 1% (Playà, 2005), assim como caracterizado nas lâminas descritas. A celestita pode ter origem tanto como precipitado primário em salmouras ou, mais comumente, pela interação diagenética da gipsita e anidrita com águas subterrâneas ricas em Sr, que ocorre tipicamente em zonas de mistura de águas meteóricas e hipersalinas (Warren, 2006). Neste caso, a origem da celestita está relacionada a dissolução da gipsita e anidrita, responsáveis pelo fornecimento do sulfato, combinada com o Sr (Warren, 2006), cuja origem pode ser determinada através de análise isotópica. Possíveis fontes de Sr estão relacionadas à dissolução de carbonatos ou de sulfatos (Kesler & Jones, 1981), presença de Sr na água marinha (Kesler & Jones, 1981) e também a lixiviação de rochas ricas em feldspatos e argilas (Scholle *et al.*, 1990). A celestita do Membro Ipubi ocorre associada à gipsita ou contendo resquícios de anidrita e argilas, quando presentes na textura nodular. Os cristais geralmente são euédricos com frequentes feições de corrosão, ou também podem ser totalmente anédricos e intensamente corroídos. As inclusões de resquícios de anidrita e argilas indicam uma origem pós-deposicional para celestita. Já as feições de corrosão indicam a origem anterior a recristalização anidrita-gipsita.

A quarta fase de deposição dos sulfatos inclui a formação de veios fibrosos e as rosetas, posteriormente a todas as fases anteriores. Os veios podem representar a dissolução dos sulfatos e reprecipitação próximo à superfície ou também, a reidratação de sulfatos em profundidade, produzindo salmouras que ocasionam o fraturamento hidráulico, as fissuras geradas são preenchidas por estes veios (Tucker, 2001). Independentemente da origem, ocorrem recortando todos os sulfatos, inclusive as rosetas, indicando uma origem tardia (Tucker, 2001). Os cristais que compõem as rosetas são formados devido a reidratação da anidrita através do soerguimento, diapirismo ou algum outro mecanismo que induz a percolação de águas meteóricas através dos evaporitos (Aleali *et al.*, 2013). A

presença de resquícios corroídos de anidrita dentro dos cristais prismático-radiados comprova o processo de reidratação. Esta última fase representa as situações mais tardias em relação ao momento da deposição. Apesar da interação das diferentes fases, ainda são mantidas as características que evidenciam condições deposicionais primárias.

A figura 64 reúne a sequência paragenética descrita acima, contendo os respectivos hábitos dos sulfatos e os processos de substituição entre eles.

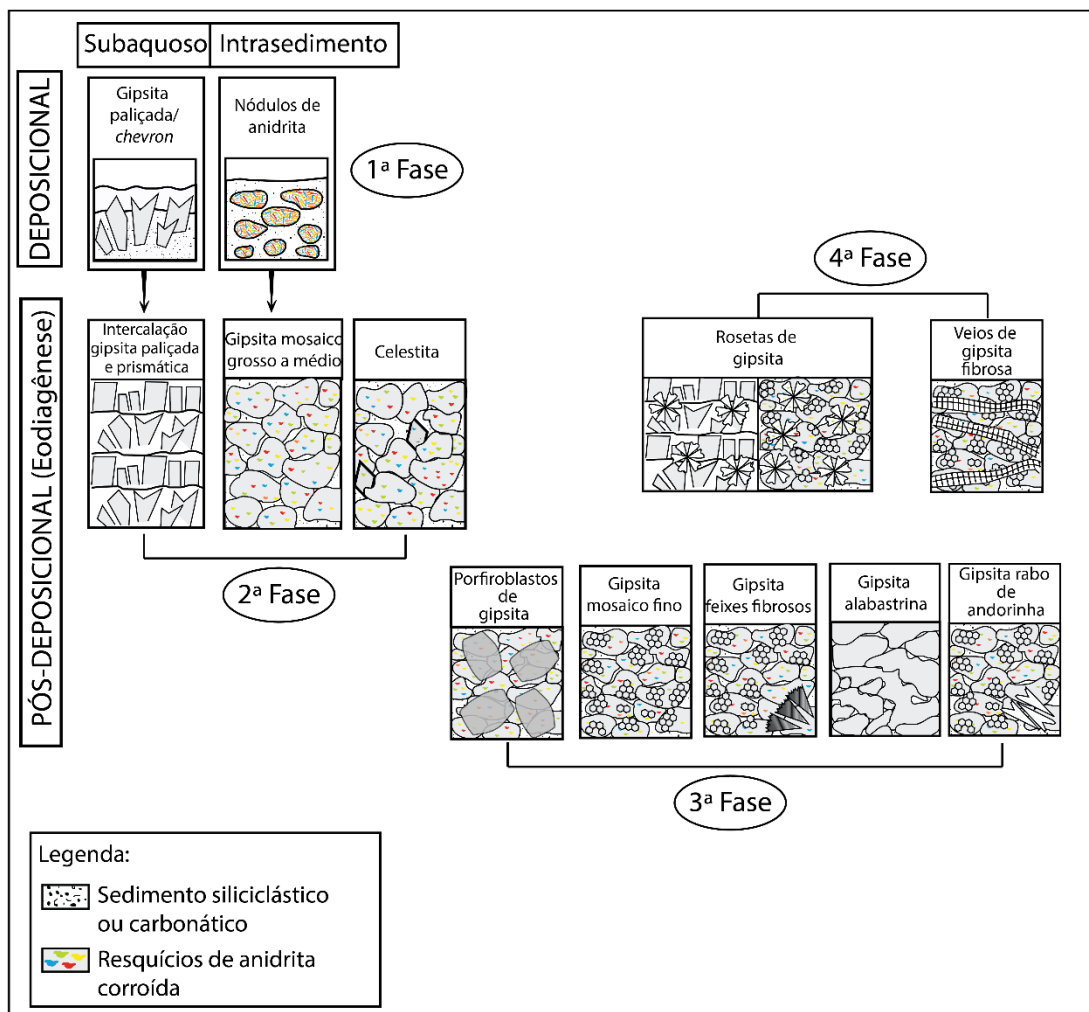


Figura 64. Sequência paragenética dos sulfatos (adaptado de Warren, 2006).

7.2 Isótopos estáveis de S e O

A interpretação dos dados obtidos tem como referência os valores de $\delta^{34}\text{S}$ das estruturas laminada e brechada, as quais preservam a mineralogia e as feições texturais mais semelhantes àquelas geradas nas condições deposicionais (Warren, 2006). Apesar dos sulfatos terem se formados em fases distintas, como exposto acima, verifica-se que os valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de todas as estruturas são bastante próximos entre si, indicando que a assinatura isotópica da salmoura que precipitou os sulfatos foi originalmente mantida durante a diagênese.

Worden (1997) afirma que, apesar da ocorrência de diagênese intensa, a assinatura isotópica primária do enxofre é preservada, sem ocorrência de fracionamento. As análises foram realizadas em anidritas provenientes da desidratação da gipsita em profundidades de até 1000 m. Este autor afirma que todas as reações ocorrem *in situ* e por isto não há variação significativa nos valores dos isótopos.

Com base nos valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtidos, os quais variam entre +10,27‰ e +17,99‰, pode-se afirmar que são levemente mais altos, porém muito próximos, aos valores registrados por Claypool (1980) para as águas marinhas do intervalo Aptiano-Albiano (+13‰ a +15‰). Este aumento do $\delta^{34}\text{S}$ pode ser justificado pela redução do sulfato e remoção preferencial do ^{32}S através da atividade de bactérias na produção de sulfetos, elevando a concentração do ^{34}S na salmoura (Sharp, 2007). A provável presença de bactérias é evidenciada pela comum associação dos evaporitos com folhelhos ricos em matéria orgânica, utilizada no metabolismo bacteriano.

Em relação ao $\delta^{18}\text{O}$, os valores obtidos entre +7,72‰ e +13,30‰ estão próximos ao valor médio $\delta^{18}\text{O} = 15‰$ para água do mar no intervalo de tempo estudado obtido por Claypool (1980). Considerando que o fracionamento entre o oxigênio dissolvido na água do mar e o presente nos evaporitos é de -3,5‰, espera-se valores em torno de 11,5‰ para $\delta^{18}\text{O}$ dos sulfatos Claypool (1980). Ou seja, os valores obtidos neste trabalho ficam ainda mais próximos da assinatura isotópica de oxigênio marinho para o Aptiano-Albiano.

O fracionamento nos valores isotópicos do oxigênio podem ocorrer por diversos fatores, entre eles: 1) influxo de água doce, derretimento ou congelamento do gelo (Sharp, 2007). Os valores mais baixos encontrados podem significar a mistura de água doce no fluido que deu origem aos precipitados, pois a água meteórica apresenta razão isotópica mais baixa em relação à água marinha (Sharp,

2007); 2) recristalização mineralógica em profundidade, ocasionada pela circulação de fluidos diagenéticos quentes. Em razão do oxigênio ser mais sensível a variações de temperatura, pode ocorrer fracionamento isotópico (Dix & Mullins, 1987); 3) interação com água meteórica durante a diagênese rasa (Armstrong-Altrin *et al.*, 2009). Pelo fato de não haver registro de mesodiagênese nos sulfatos do Membro Ipubi, o leve fracionamento nos valores isotópicos do O das análises pode estar relacionado à entrada de água doce no sistema durante a deposição ou à interação com fluidos meteóricos na eodiagênese.

A contribuição de água continental neste contexto não pode ser descartada. Períodos com maior aporte de água doce em relação a água marinha podem ser responsáveis pela deposição dos folhelhos com conchostráceos, presentes entre as camadas de evaporitos. Porém é improvável que a salmoura que gerou os depósitos de sulfatos tenha origem continental, pelo fato de que a água doce apresenta baixos valores para $\delta^{34}\text{S}$ (-5‰ a +5‰) e $\delta^{18}\text{O}$ (-10‰ a + 5‰), em relação à água marinha (Lu & Meyers, 2003). Por mais que haja mistura entre águas continentais e marinhas no ambiente deposicional, os valores de $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos sulfatos são insensíveis a contribuição continental, pelo fato da concentração de SO_4 em salmouras marinhas (*e.g.*, 5000 ppm) ser muito maior do que em águas doces (*e.g.*, 50 ppm) (Lu & Meyers, 2003). Modelamentos realizados por Lu & Meyers (2003) indicaram que é necessária uma contribuição de no mínimo 80% de água continental para que sejam alterados os valores da salmoura puramente marinha.

A partir da análise isotópica conclui-se que:

- 1) Os valores isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$, segundo Claypool (1980), indicam claramente a assinatura isotópica de composição marinha para os sulfatos, sendo que o leve aumento em algumas amostras provavelmente indica a redução dos sulfatos para formação de pirita, aumentando a concentração de $\delta^{34}\text{S}$ (Sharp, 2007).
- 2) Os valores isotópicos positivos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam alta taxa de evaporação, favorecendo a alta salinidade (Sharp, 2007).

7.3 Modelo deposicional

Através da caracterização mineralógica e textural das camadas evaporíticas, juntamente com os dados provenientes das análises isotópicas, são sugeridas a seguir, as condições atuantes no sistema deposicional dos evaporitos, resultando na apresentação de um modelo deposicional e discussão das implicações desta proposição.

Como já citado, as feições texturais e mineralógicas dos evaporitos do Membro Ipubi indicam que estes não sofreram modificações mesodiagenéticas. Silva (1988) afirma que os evaporitos foram soterrados a profundidades entre 350-380 m, corroborando a hipótese de não haver ocorrido mesodiagênese. Além disso, pode afirmar também que a gipsita se manteve dentro do seu campo de estabilidade, já que segundo Murray (1964), a conversão gipsita-anidrita normalmente ocorre em profundidades superiores a 600 m. Assim, a anidrita presente na sequência possui origem deposicional.

A textura laminada preserva a gipsita paliçada, hábito comum em evaporitos subaquosos com crescimento alinhado. Outro relictos importante na interpretação paleoambiental é a gipsita *chevron* identificada dentro da gipsita paliçada. O crescimento alinhado destes minerais indica um ambiente subaquoso raso perene (< 10 m de profundidade) supersaturado em sulfato de cálcio (Fig. 65) (Warren, 2006). Resquícios de matriz argilosa ficaram preservados entre as laminações nas lâminas descritas. Estas feições comumente são características de salinas. Nas salinas o sulfato mais comum é a gipsita, e os cristais crescem da base do substrato, apresentando um alinhamento perpendicular à laminação. O sedimento que predomina é evaporítico, em relação ao carbonático e siliciclástico (Warren & Kendall, 1985).

Nos *sabkhas* a maioria da deposição dos evaporitos não ocorre na superfície, mas dentro da coluna de sedimento, em uma zona de até 1 metro de profundidade (Fig. 65), logo acima do lençol freático (Warren & Kendall, 1985). A precipitação de anidrita se dá pelo aumento da concentração do fluido nos poros entre os grãos (Tucker, 2001). Esta feição é comum em ambiente de supramaré em *sabkhas* costeiros (Warren, 2006). Em *sabkhas* costeiros pode ocorrer a mistura de matriz argilosa e micrítica, que predominam em relação a matriz evaporítica. O sulfato comum é a anidrita nodular a enterolítica, a qual deposita nos sedimentos de supramaré (Warren & Kendall, 1985). O sulfato é formado após a deposição da matriz, e o mineral que predomina acima do lençol freático é a anidrita. Já a gipsita

ocorre comumente abaixo do lençol freático ou próximo de onde há entrada de águas continentais. Pode ocorrer a reidratação da anidrita, após fortes tempestades (Warren & Kendall, 1985).

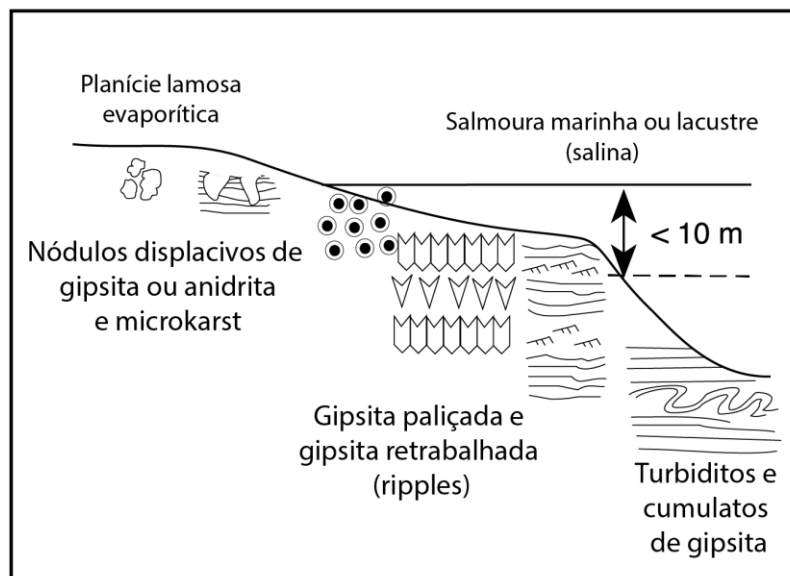


Figura 65. Principais evaporitos primários relacionados ao contexto deposicional. Modificada de Warren (2006).

Nos *sabkhas*, a maior parte da água marinha que formam os depósitos flui durante a maré alta ou em tempestades. A água marinha acumula e escoar para o entorno do lençol freático. A subsequente evaporação que ocorre acima do lençol freático forma a característica anidrita nodular. Ou seja, os depósitos evaporíticos nos *sabkhas* são formados por uma ligação direta, porém efêmera, com a água marinha (Warren & Kendall, 1985).

As salinas por sua vez podem ser preenchidas ao nível do mar por evaporitos, e em seguida evoluir para *sabkhas*. Deste modo, os *sabkhas* em sequências antigas podem estar associados com salinas (Warren & Kendall, 1985). Em uma situação de queda relativa do nível da salmoura, uma sucessão primária de gipsita subaquosa precipitada nas salinas pode facilmente ser recoberta por um *sabkha* (Warren & Kendall, 1985).

Em relação a salinidade da salmoura que precipitou os evaporitos do Membro Ipubi, pode-se concluir que a concentração tenha variado entre 140‰ a 250‰, sendo considerada hipersalina em relação à água do mar (> 50‰) (Warren, 2006). Esta afirmação é baseada no fato de somente serem preservados a gipsita e a anidrita. Outra informação obtida através dos sulfatos presentes é a temperatura necessária para a precipitação destes minerais. O gráfico da figura 66 indica que a precipitação da gipsita é favorecida em baixas temperaturas e baixas salinidades,

de três a seis vezes a concentração da água do mar, enquanto a anidrita é favorecida por altas temperaturas e altas salinidades, seis a dez vezes a concentração da água do mar (Warren, 2006).

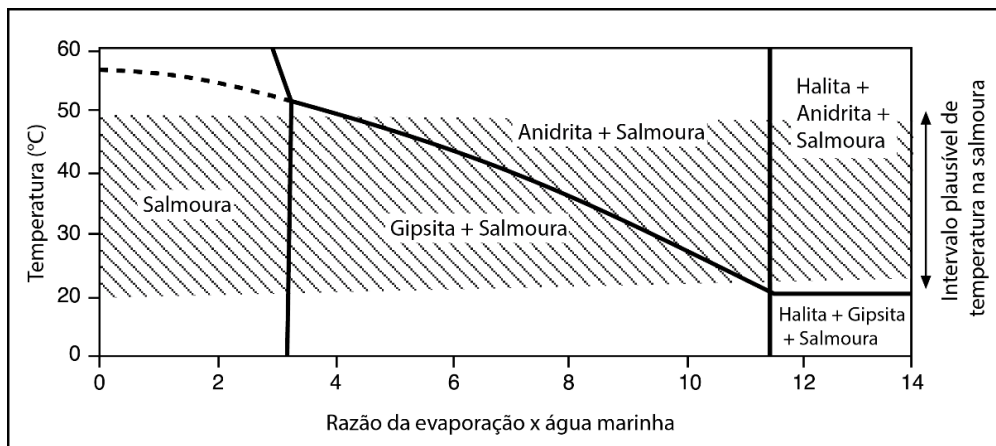


Figura 66. Relação entre salinidade versus temperatura necessária para a precipitação de gipsita, anidrita e halita. Modificado de Warren (2006).

A presença de camadas de folhelhos orgânicos, carbonatos e margas na base ou entre as camadas de evaporitos indica a recarga de água doce dentro do ambiente evaporítico. Este contexto dulcícola inclusive propiciou o desenvolvimento de peixes, conchostráceos. Restos de peixes foram registrados como esqueletos fósseis completos nas camadas de folhelhos orgânicos na base ou como escamas presentes nas camadas evaporíticas. Conchostráceos foram encontrados em folhelhos que separam com as camadas evaporíticas. A presença de ostracodes foi registrada em um nível carbonático rico em bioclastos de ostracodes intercalado com os evaporitos. Segundo Coimbra *et al.* (2002), a assembleia de ostracodes da Formação Santana é abundante mas de baixa diversidade, estando associada a esporos, dinoflagelados, foraminíferos e micromoluscos típicos de ambientes mixo-halinos costeiros.

Estas evidências que indicam a interação de água doce e marinha sugerem duas possíveis condições para a deposição dos sulfatos e folhelhos. Uma hipótese indicaria eventuais entradas de água doce dentro do corpo aquoso salino, com momentos de predomínio da entrada de água doce favorecendo a concentração de matéria orgânica e desenvolvimento de seres vivos dulcícolas. O fator controlador desse aporte seria o clima, onde períodos com intensa precipitação pluviométrica favoreceriam a concentração de águas continentais. Já os períodos mais secos proporcionariam a concentração e evaporação da salmoura, com formação de águas hipersalinas. O retorno às condições mais salinas causaria a morte dos organismos e concentração dos restos orgânicos no fundo do corpo aquoso. Outra

possibilidade é a estratificação da coluna d'água, com a formação de águas oxigenadas e dulcícolas na porção superior da coluna e águas anóxicas e salinas na porção inferior. A matéria orgânica gerada no topo do corpo aquoso decanta e é facilmente preservada, graças às condições anóxicas do fundo aquoso, que inibe a presença de organismos bentônicos e bactérias decompositoras aeróbicas. A alternância entre as camadas evaporíticas e siliciclásticas evidenciada em vários pontos da bacia sugere que a primeira hipótese seja a mais plausível, com períodos de entrada de água doce no corpo aquoso intercalados com períodos de maior concentração da salmoura, evidenciados pela predominância dos sulfatos ao longo da sucessão.

Analisando a distribuição areal dos evaporitos do Membro Ipubi (na porção sul-sudoeste da bacia) e dos carbonatos do Membro Crato (na porção norte-nordeste), propõe-se que a deposição destas unidades esteja associada em um contexto de *sabkha* costeiro, de modo que as camadas evaporíticas (carbonáticas e sulfáticas) representam uma variação lateral de fácies neste sistema. Raramente a camada de sulfatos está sobreposta aos carbonatos, tanto em afloramentos como testemunhos de sondagem. No poço descrito, a camada de sulfatos apresenta-se fragmentada e com apenas 4 metros. Além disso, como indicado no mapa geológico da Bacia do Araripe de Assine (2007), é possível reconhecer que os sulfatos ocorrem predominantemente na porção sudoeste da bacia, onde praticamente não há registro dos carbonatos, limitados à parte norte-nordeste da bacia. Outro fato que corrobora a possível contemporaneidade das duas unidades baseia-se nas evidências de hipersalinidade do corpo d'água que deu origem ao Membro Crato. Martill *et al.* (2007) descreve pseudomorfos de halita nos carbonatos laminados e sugere que esses indicam um raseamento resultante do aumento da evaporação em um contexto hipersalino. Já Bardola *et al.* (in press) apontam a presença de camadas milimétricas a centimétricas de gipsita intercaladas com os carbonatos, comprovando também a alta salinidade deste corpo d'água. No modelo deposicional proposto (Fig. 67), os carbonatos estariam sendo formados na porção mais diluída do corpo aquoso, ou seja, em regiões mais sujeitas à circulação frequente de água pela proximidade da ligação com o mar. Já os sulfatos representariam áreas mais restritas do corpo aquoso, seja por se concentrarem nas imediações da margem (Fig. 67-A) ou por variações na topografia da bacia, em locais de circulação restrita que favoreceriam a concentração da salmoura (Fig. 67-B) (devido a uma barreira fisiográfica, por exemplo). Observa-se também a ausência de feições que caracterizam exposição subaérea nos carbonatos e

sulfatos. Estruturas como *tepees*, *intraclastos*, *mudcracks* e feições de dissolução como superfícies kársticas, comuns em bordas de bacia (Tucker, 2001), não são encontradas dentro das camadas evaporíticas. A ausência destas feições sugere que os evaporitos do Membro Ipubi não precipitaram em várias salinas separadas, e sim em porções restritas dentro da laguna carbonática, com características deposicionais de salinas. A precipitação de carbonato em áreas de maior diluição e de sulfatos em regiões de maior concentração de íons segue a ordem de precipitação de evaporitos a partir da água do mar.

Com base nos dados isotópicos de S e O, que evidenciam a origem marinha para a salmoura que gerou a sequência evaporítica, na interpretação das feições texturais, que indicam sulfatos laminados depositados em corpos d'água rasos, e feições nodulares, que indicam sulfatos precipitados nos poros intrasedimento, e por fim na associação com carbonatos micríticos, propõe-se que a sequência evaporítica do Membro Ipubi foi gerada em um ambiente de *sabkha* costeiro. Os evaporitos foram depositados em porções restritas de uma laguna carbonática, cuja localização da conexão marinha ainda é controversa. Arai (2014) sugere possíveis ligações dessa laguna através das bacias de São Luís, Parnaíba, Araripe ou Tucano. Porém, estudos mais aprofundados são necessários para melhor reconstrução paleogeográfica da conexão marinha. A dominância de carbonatos evaporíticos a norte-nordeste sugere que esta conexão tenha se dado nesse sentido.

A construção do modelo deposicional para os evaporitos do Membro Ipubi foi baseada na compilação de fatores atuantes em várias bacias encontradas atualmente. Como discutido anteriormente, sugere-se que a deposição dos evaporitos ocorreu em um ambiente costeiro, onde uma laguna com ligação marinha de localização ainda duvidosa (possivelmente à norte-nordeste) depositaria os carbonatos laminados do Membro Crato na porção mais diluída do corpo aquoso, onde a salinidade era menor. Lateralmente nesta laguna, em porções mais restritas à circulação de água marinha, onde a concentração dos íons era maior, seriam depositados os sulfatos. Este padrão de sedimentação é chamado gota de lágrima, onde a variação de fácies sedimentares é controlada pelo canal de entrada de água marinha que irá alimentar a laguna. A deposição de fases menos solúveis ocorre próxima ao influxo da água marinha e as fases mais solúveis estão restritas à faixas mais distais (Mohriak *et al.*, 2008). Este modelo de sedimentação é semelhante ao que ocorre no Lago Assal na região do Afar na Etiópia.

Os sulfatos laminados seriam depositados nas porções restritas da laguna, em profundidades rasas de no máximo 10 m. Já nos sedimentos carbonáticos e siliciclásticos continuamente inundados seriam precipitados os sulfatos nodulares, feições comuns em *sabkhas* costeiros como os do Golfo Pérsico. Como não há registro de feições de exposição subaérea, ou estas não foram formadas devido à inundação constante dos sedimentos, ou não foram preservadas (por erosão das bordas da bacia), ou ainda os depósitos evaporíticos estudados não estavam localizados na margem da laguna. Variações na alimentação da salmoura são indicadas pela alternância vertical entre camadas nodulares e laminadas, indicando que em alguns períodos estas áreas encontravam-se submersas e em outros estavam apenas encharcadas. Os folhelhos orgânicos, que ocorrem de forma mais expressiva na base da sequência evaporítica, seriam possivelmente depositados em períodos durante os quais inundações de água meteórica favoreceriam a proliferação de diferentes espécies graças ao suprimento de nutrientes, ou em um período anterior ao início da sedimentação evaporítica. A passagem para condições salinas causaria a mortandade das espécies existentes e a concentração da matéria orgânica.

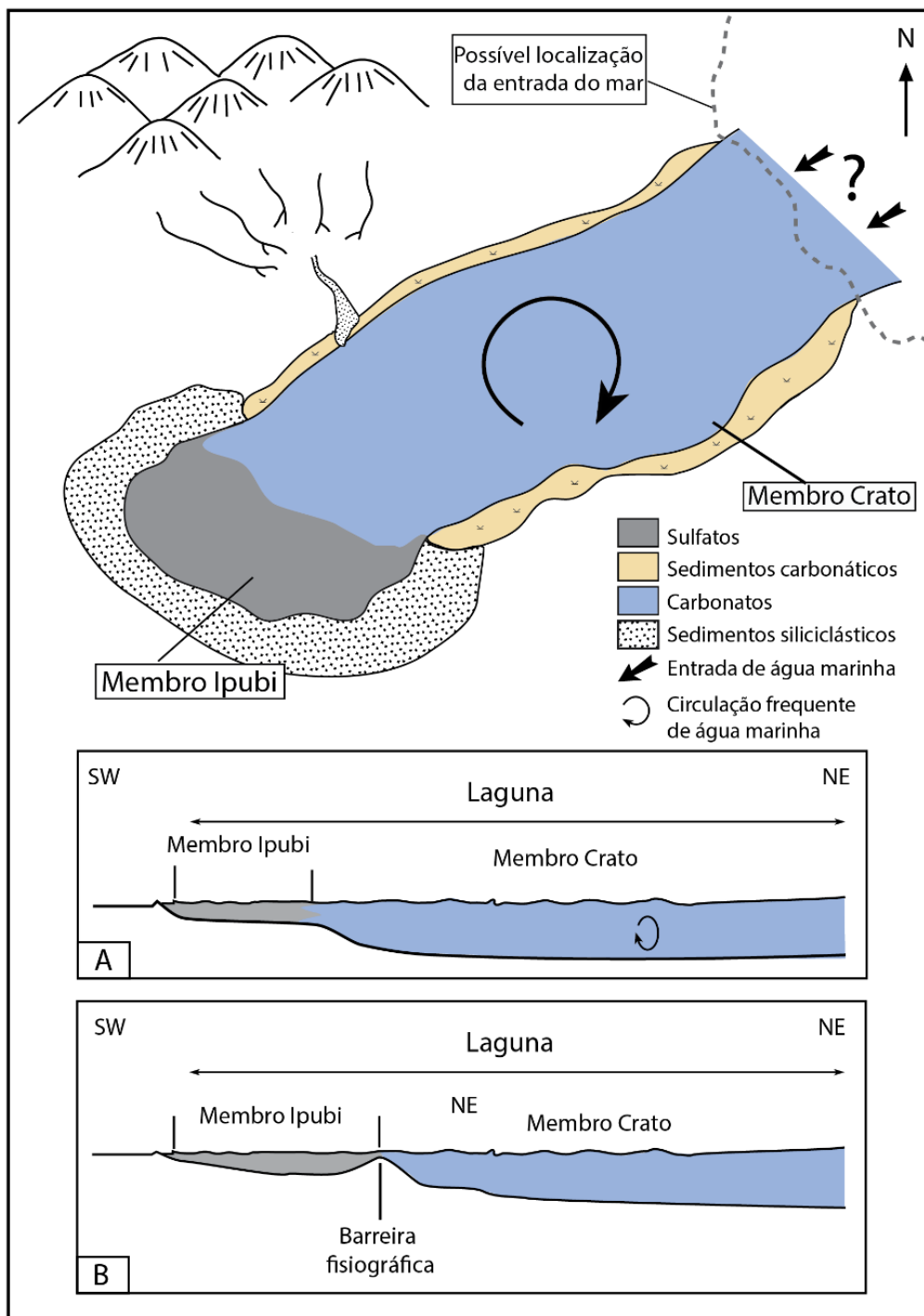


Figura 67. Esquema do modelo deposicional proposto para o Membro Ipubi. A precipitação dos sulfatos ocorre na porção restrita de uma lagoa carbonática em um *sabkha* costeiro. A lagoa recebe influência marinha, cuja possível localização é demarcada pela linha pontilhada. A precipitação dos evaporitos pode ter ocorrido por duas razões A) devido à concentração nas imediações da margem da lagoa. B) por circulação restrita causada por uma barreira fisiográfica, por exemplo, a qual favoreceria a concentração da salmoura.

Assim sendo, retomando a hipótese formulada na introdução deste trabalho, conclui-se que os evaporitos do Membro Ipubi está relacionado aos carbonatos do Membro Crato, consistindo em uma variação lateral de fácies entre as duas unidades. Desse modo, os sulfatos não representariam um possível ressecamento do corpo d'água que depositava os carbonatos, mas sim uma área lateral a ele, onde a salinidade era maior. Nesse caso, não somente estas duas unidades estão relacionadas, como fazem parte do mesmo sistema deposicional, não havendo *a priori* motivo para separá-las em dois membros diferentes. Além disso, a presença de depósitos de paleossolos e feições superfícies cársticas no topo da camada de sulfatos em algumas áreas representam um provável hiato já descrito por Silva (1988), o que indica que a sucessão do Membro Romualdo não possui relação genética e/ou temporal com os depósitos evaporíticos, tendo sido depositada posteriormente aos sulfatos.

Finalmente, com base em semelhanças petrográficas identificadas nos os depósitos evaporíticos da Formação Codó da Bacia São Luís-Grajaú com o Membro Ipubi da Bacia do Araripe, sugere-se uma possível correlação entre estas duas unidades. Os evaporitos da Formação Codó foram depositados no intervalo aptiano-albiano e também servem como análogos aos depósitos evaporíticos da margem leste brasileira. Os estudos deste intervalo da Bacia São Luís-Grajaú foram baseados na caracterização faciológica, descrição petrográfica e análises de isótopos de Sr e S (Paz *et al.*, 2005; Paz & Rossetti, 2006). A integração dos dados indica que os evaporitos foram depositados em um *playa lake*, bastante diferente do proposto no presente trabalho. Apesar disto, acredita-se que é necessária uma revisão dos dados obtidos até então acerca destes depósitos, visto que a Formação Codó poderia ser a extensão para noroeste do Membro Ipubi. O aprofundamento desse estudo poderia apontar a localização da ligação entre estas duas unidades, e a maior compreensão da paleogeografia do Aptiano-Albiano no Brasil.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados levantados neste trabalho, integrado a informações bibliográficas, foi possível concluir que:

- 1) Foram caracterizadas para os evaporitos do Membro Ipubi: três fácies, seis estruturas macroscópicas, sete texturas microscópicas e dezesseis hábitos de sulfatos; além dos sulfatos, identificou-se cinco constituintes primários e cinco constituintes diagenéticos. A mineralogia dos evaporitos é composta por três sulfatos (gipsita, anidrita e celestita), dolomita, calcita, pirita, jarosita e calcedônia, além da esmectita que compõe a matriz.
- 2) As texturas e hábitos dos sulfatos estão relacionadas à 4 fases de precipitação. A primeira fase, deposicional, e as outras três pós-deposicionais (porém eodiagenéticas). Não há registro de nenhuma feição indicativa de mesodiagênese nas lâminas descritas.
- 3) A preservação de texturas primárias indica precipitação em dois contextos principais. A textura laminada, em parte constituída de cristais de gipsita/*chevron*, aponta um contexto subaquoso raso (< 10 m de profundidade), comum em salinas (Warren, 2006). A textura nodular/mosaico, composta por nódulos de anidrita, parcialmente recristalizados por gipsita mosaico, sugere a precipitação intrasedimento em um contexto de *sabkha* (Warren, 2006).
- 4) Com base na presença gipsita e anidrita, sugere-se que a concentração da salmoura que precipitou os sulfatos variou de 140 a 250‰, e as temperaturas superficiais variaram de 20-50 °C (Warren, 2006).

- 5) O uso da análise por Difractometria de Raio-X corroborou com a petrografia óptica, comprovando a predominância da gipsita e anidrita como sulfatos principais. A celestita não foi identificada, por apresentar quantidade inferior a 2% dos constituintes das amostras. Assinatura isotópica positiva do $\delta^{34}\text{S}$ entre +10,27‰ a +17,99‰ indica para o Aptiano-Albiano, composição marinha para salmoura geradora dos depósitos (Claypool, 1980). A contribuição de água meteórica é insignificante nos resultados isotópicos (Lu & Meyers, 2003).
- 6) Assinatura isotópica positiva do $\delta^{18}\text{O}$ entre +7,72‰ a +13,30‰ indica precipitação a partir de salmouras com alta evaporação, salinidade e temperatura (Sharp, 2007). Os valores acima obtidos também sugerem evaporação a partir de água marinha, para o período do Cretáceo (Claypool, 1980). Os dados de análises de isótopos de O e S são de extrema importância, visto que são a única referência para interpretação da composição da água a partir do qual se depositaram os evaporitos do Membro Ipubi.
- 7) Através da integração dos dados sedimentológicos, petrográficos e isotópicos, sugere-se que os evaporitos do Membro Ipubi foram precipitados em um único corpo d'água, por não serem relatadas feições de borda de bacia, tanto em afloramento quanto em lâmina petrográfica. Este corpo d'água estaria situado em uma região costeira, como indicado pelas assinaturas isotópicas do $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Além disso, analisando a distribuição areal dos depósitos evaporíticos do Membro Ipubi e os depósitos carbonáticos de Membro Crato, é possível concluir que dificilmente os evaporitos aparecem sobrepostos aos carbonatos. A ocorrência destes últimos está praticamente restrita à porção norte-nordeste da Bacia do Araripe, enquanto os sulfatos praticamente estão limitados à porção sudoeste da bacia. Desta forma, com base na relação entre os precipitados sulfatados e carbonáticos em sucessões evaporíticas, sugere-se que estas duas unidades tenham sido depositadas contemporaneamente dentro de um mesmo corpo d'água, provavelmente em uma laguna, em porções distintas de um *sabkha* costeiro.
- 8) Com base nas proposições acima, o Membro Ipubi pode constituir uma variação lateral de fácies carbonáticas do Membro Crato. Este último se

depositaria em condições mais diluídas, enquanto os sulfatos estariam restritos à porção mais concentrada da laguna. Esta restrição podem estar relacionadas à variações na topografia de fundo da laguna e/ou posição em relação à comunicação com o mar.

- 9) Recomenda-se a partir deste trabalho, ampliar o estudo para outras bacias do nordeste com o intuito de reconstruir a paleogeografia regional para o Aptiano-Albiano. Deve-se buscar feições que indiquem as margens do corpo d'água, a localização da conexão marinha e a localização e tipo de plataforma marinha, para que seja possível a completa reconstrução do contexto deposicional.
- 10) Sugere-se também a análise isotópica de Sr nos sulfatos do Membro Ipubi. Este parâmetro é comumente utilizado para determinar a origem e composição de salmouras que geram precipitados evaporíticos (Playá, 2005) e reforçaria as informações isotópicas sobre o Membro Ipubi.

9. REFERÊNCIAS

Aleali, M., Rahimpour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R. & Jahani, D. 2013. Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: A case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf. *Journal of Asian Earth Sciences*, 75: 110-125.

Alonso-Zarza, A.M. & Tanner, L.H. 2009. *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis applications*. (Vol. 61). Oxford, Elsevier, 316p.

Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 339-350.

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Verma, S.P., & Worden, R.H. 2009. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 69(1): 45-60.

Assine, M.L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(3): 289-300.

Assine, M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 24(4): 223-232.

Assine, M.L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2): 371-389.

Attia, O.E., Lowenstein, T.K. & Wali, A.M.A. 1995. Middle Miocene Gypsum, Gulf of Suez: Marine or Nonmarine?. *Journal of Sedimentary Research*, A65 (4): 614-626.

Bardola, T., Goldberg, K. & Bobco, F. (in press). Microbial mats in the Santana Formation, a Lagerstätten in the Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Benison, K.C. & Goldstein, R.H. 2000. Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1): 159-169.

Beurlen, K. 1962. A geologia da Chapada do Araripe. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, 34(3): 365-370.

Beurlen, K. 1963. Geologia e estratigrafia da Chapada do Araripe. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17, 1963, Recife. *Anais...Recife*, SBG/SUDENE, 47p.

Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do Araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (43): 411-415.

Bladh, K.W. 1982. The formation of goethite, jarosite, and alunite during the weathering of sulfide-bearing felsic rocks. *Economic Geology*, 77(1): 176-184.

Braun O.P.G. 1966. *Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM (Boletim 235), 75 p.

Carvalho, I. de S., Freitas, F.I. de & Neumann, V. 2012. Chapada do Araripe. In: Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F.F.M. de Almeida & A. Bartorelli (Org.). *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 510-513.

Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H. & Zak, I. 1980. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology*, 28: 199-260.

Coe, A.L. 2010. Recording features of sedimentary rocks and constructing graphic logs. *In: Coe, A.L. (Ed.) Geological field techniques*. United Kingdom, The Open University, p. 102-138.

Coimbra, J.C, Arai, M. & Carreño, A. L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe basin, northeastern Brazil. *Geobios*,35(6): 687-698.

Coniglio, M., Frizzell, R.O.B. & Pratt, B.R. 2004. Reef-capping laminites in the Upper Silurian carbonate-to-evaporite transition, Michigan Basin, south-western Ontario. *Sedimentology*, 51(3): 653-668.

Dalrymple, R.W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. *In: Dalrymple, R.W. & James N.P. (Ed.). Facies models*. Toronto, Geological Association of Canada, p. 3-18.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. & Macedo, C.R. 2000. *Minerais constituintes das rochas: uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 727p.

De Ros, L.F., Goldberg, K., Abel, M., Victoreti, F., Mastella, M. & Castro, E. 2007. Advanced Acquisition and Management of Petrographic from Reservoir Rocks using PETROLEDGE System. *In: AAPG Annual Convention and Exhibition, 2007, Long Beach, USA, p. 1-4.*

Dix, G.R. & Mullins, H.T. 1987. Shallow, subsurface growth and burial alteration of Middle Devonian calcite concretions. *Journal of Sedimentary Research*, 57(1): 140-152.

Espindola, F.E.M. 2011. *Análise Geomecânica na Perfuração e Cimentação de Poços de Petróleo em Zonas de Sal*. Rio de Janeiro, 168p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

Fambrini, G.L., Lemos, D.R.D., Tesser Jr., S., Araújo, J.T.D., Silva-Filho, W.F.D., Souza, B.Y.C.D. & Neumann, V.H.D.M. L. 2011. Estratigrafia, arquitetura deposicional e faciologia da formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na área-tipo, bacia do Araripe, nordeste do Brasil: exemplo de sedimentação de

estágio de início de rifte a clímax de rifte. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2): 55-87.

Ferreira, A.I.A.J.V. 2008. *Espectrometria de massa de razões isotópicas*. Lisboa, 348p. Tese de Doutorado, Departamento de Química e Bioquímica, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa.

Ferreira-Júnior, P.D. & Castro, P.T.A. 2001. Associação vertical de fácies e análise de elementos arquitecturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais. *e-Terra*, 1(1): 1-35.

Folk, R.L. & Pittman, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *Journal of sedimentary research*, 41(4): 1045-1058.

Gurjão, K.G.R., Soares, J.A., Barbosa, J.A., Gomes, I.F. & Figueiredo, A.N. 2013. Petrophysics of carbonatic and evaporitic rocks from Araripe Basin. *In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA*, 13. 2013, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro. p. 1-6. Disponível em: < http://sys2.sbgf.org.br/congresso/abstracts/trabalhos/sbgf_4319.pdf >. Acesso em: 10 abr. 2014.

Harraz, H.Z. 2012. Topic 6: Evaporite Salt Deposits (A short series of lectures prepared for the Fourth year of Geology, Tanta University). [Slide]. Tanta (Egito): Hassan Z. Harraz.

Hoefs, J. 2009. *Stable isotope geochemistry*. Berlin, Springer, 285p.

Kendall, A.C. 1979. Continental and supratidal (*sabkha*) evaporites. *In: Walker, R. G. (Ed.). Facies Models*. Toronto, Geological Association of Canada, p. 145-158.

Kendall, A.C. 1984. Evaporites. *In: Walker, R.G. (Ed.). Facies Models 2nd ed.* Toronto: Geological Association of Canada, p. 375-409.

Kesler, S.E. & Jones, L.M. 1981. Sulfur-and strontium-isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of northeastern Mexico. *Chemical Geology*, 31: 211-224.

Lima, M.R. 1978. *Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)*. São Paulo, 335p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Lima, M.R. 1979. Considerações sobre a subdivisão estratigráfica da Formação Santana, cretáceo do nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 9(2): 116-121.

Lu, F.H. & Meyers, W.J. 2003. Sr, S, and O_{SO4} isotopes and the depositional environments of the Upper Miocene evaporites, Spain. *Journal of sedimentary research*, 73(3): 444-450.

Machel, H.G. 1993. Anhydrite nodules formed during deep burial. *Journal of Sedimentary Research*, 63(4): 659-662.

MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guilford, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman Scientific & Technical, 148p.

Martill, D.M., Loveridge, R., & Heimhofer, U. 2007. Halite pseudomorphs in the Crato Formation (Early Cretaceous, Late Aptian–Early Albian), Araripe Basin, northeast Brazil: further evidence for hypersalinity. *Cretaceous Research*, 28(4): 613-620.

McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A. & Urey, H.C. 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, 21(8): 724-730.

Meister, P., Johnson, O., Corsetti, F. & Nealson, K.H. 2011. Magnesium inhibition controls spherical carbonate precipitation in ultrabasic springwater (Cedars, California) and culture experiments. *In: Advances in Stromatolite Geobiology*. Berlin, Springer, p. 101-121.

Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies. *Basin Analysis and Petroleum Geology*. New York, Springer-Verlag, 582p.

Moraes, J.F.S., Santos, J.S. & Mascarenhas, J.C. 1976. *Projeto Santana. Relatório Final da Etapa I*. Recife, DNPM/CPRM, v. I, 269p.

Mohriak, W. & Szatmari, P. 2008. Introdução às propriedades químicas e físicas dos evaporitos. *In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). Sal Geologia e Tectônica*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 18-41.

Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. 2008. Sedimentação de evaporitos. *In: Mohriak, W., Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (Org.). Sal Geologia e Tectônica*. São Paulo, Beca Edições Ltda, p. 64-89.

Murray, R.C. 1964. Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journal of Sedimentary Research*, 34(3): 512-523.

Oliveira, A.A. de, Brito A. de L.F., Santos, M.E.C.M. & Carvalho, M.S.S. 1979. *Projeto Chapada do Araripe Relatório Final*. Recife, DNPM/CPRM, v. 1, 123p.

Paz, J.D. & Rossetti, D.F. 2006. Petrography of gypsum-bearing facies of the Codó Formation (Late Aptian), Northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78(3): 557-572.

Paz, J.D., Rossetti, D.F. & Macambira, M.J. 2005. An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes. *Sedimentology*, 52(6): 1303-1321.

Petri, S., Coimbra, A.M., Amaral, G., Ojeda, H.O., Fúlfaro, V.J. & Ponçano, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4): 376-415.

Playà, E. & Rosell, L. 2005. The celestite problem in gypsum Sr geochemistry: An evaluation of purifying methods of gypsiferous samples. *Chemical geology*, 221(1): 102-116.

Reading, H.G. 1980 – Facies. *In: Reading H.G. (Ed.). Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 4-14.

Robinson E. & Robbin R.C. *The sulfur cycle*. Disponível em: <[http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo do Enxofre \(Sulfur Cycle\).png](http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Ciclo do Enxofre (Sulfur Cycle).png)> Acesso em: 5 de maio de 2014.

Rodrigues, G.B. & Fauth, G. 2013. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didática*, 9(1): 34-49.

Scholle, P.A., Stemmerik, L. & Harpoth, O. 1990. Origin of major karst-associated celestite mineralization in Karstryggen, central East Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 60(3): 397-410.

Schreiber, B.C. & Tabakh, M.E. 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47(s1): 215-238.

Sharp, Z. 2007. *Principles of stable isotope geochemistry*. Upper Saddle River, NJ, Pearson Education, 344p.

Silva, M.A.M. 1983. *The Araripe Basin, Northeastern Brazil; regional geology and facies analysis of a lower cretaceous evaporitic depositional complex*. New York, 290p. Tese de Doutorado, Columbia University.

Silva, M.A.M. 1986a. Lower Cretaceous unconformity truncating evaporite-carbonate sequence, Araripe Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3): 306-310.

Silva, M.A.M. 1986b. Lower Cretaceous sedimentary sequences in the basin, Northeastern Brazil: a revision. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3): 311-319.

Silva, M.A.M. 1988. Evaporitos do cretáceo da Bacia do Araripe: ambientes de deposição e história diagenética. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2(1): 53-63.

Silva, M.A.D., Schreiber, B.C. & Santos, C.L.D. 2000. Evaporitos como recursos minerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3): 338-350.

Small, H.L. 1913. *Geologia e suprimento de água subterrânea no Ceará e parte do Piauí*. Publicação Inspetoria de Obras Contra Secas, p.1-80.

Sousa, S.H.M.F, Costa, K.B, Silveira, I.C.A., Mattos, R.A., Figueira, R.C.L., Moura, C. & Mahiques, M.M. 2005. Padrões de isótopos estáveis de oxigênio em massas d'água na margem continental leste e sudeste brasileira. *In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 2005, Guarapari - ES. Boletim de Resumos Expandidos X ABEQUA, v. 1, p. 85-90.*

Spencer, R.J. 2000. Sulfate Minerals in Evaporite Deposits. *In: Alpers, C.N., Jambor, J.L. & Nordstrom, D.K. (Ed.). Sulfate Mineral: Crystallography, Geochemistry, and Environmental Significance (Reviews in mineralogy and geochemistry, vol.40)*. Washington, DC, Mineralogical Society of America, p. 173-192.

Tracy, S.L., Francois, C.J.P. & Jennings, H.M. 1998a. The growth of calcite spherulites from solution: I. experimental design techniques. *Journal of crystal growth*, 193(3): 374-381.

Tracy, S.L., Williams, D.A., & Jennings, H.M. 1998b. The growth of calcite spherulites from solution: II. Kinetics of formation. *Journal of crystal growth*, 193(3): 382-388.

Tucker, M.E. 1988. *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Sci. Publ, 391p.

Tucker, M.E. 2001. *Sedimentary Petrology—An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Oxford, Blackwell, 262p.

Warren, J.K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Berlin, Springer-Verlag, 1035p.

Warren, J.K. 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98(3): 217-268.

Warren, J.K. & Kendall, C.G.S.C. 1985. Comparison of sequences formed in marine *sabkha* (subaerial) and salina (subaqueous) settings--modern and ancient. *AAPG Bulletin*, 69(6): 1013-1023.

Worden, R.H., Smalley, P.C. & Fallick, A.E. 1997. Sulfur cycle in buried evaporites. *Geology*, 25(7): 643-646.

Zerfass, G. de S. dos A., Sánchez, F.J.S. & Chemale Jr, F. 2011. Aplicação de métodos isotópicos e numéricos em paleoceanografia com base em foraminíferos planctônicos. *Terrae Didatica*, 7(1): 4-17.

10. ANEXOS

Anexo I. Perfis colunares de Campo e Testemunho

Anexo II. Descrições das lâminas petrográficas

Anexo III. Tabela de quantificação das lâminas

Anexo IV. Difração de Raios-X - Difratoformas

Anexo V. MEV-Imagens, Espectro e tabela composicional semi-quantitativa