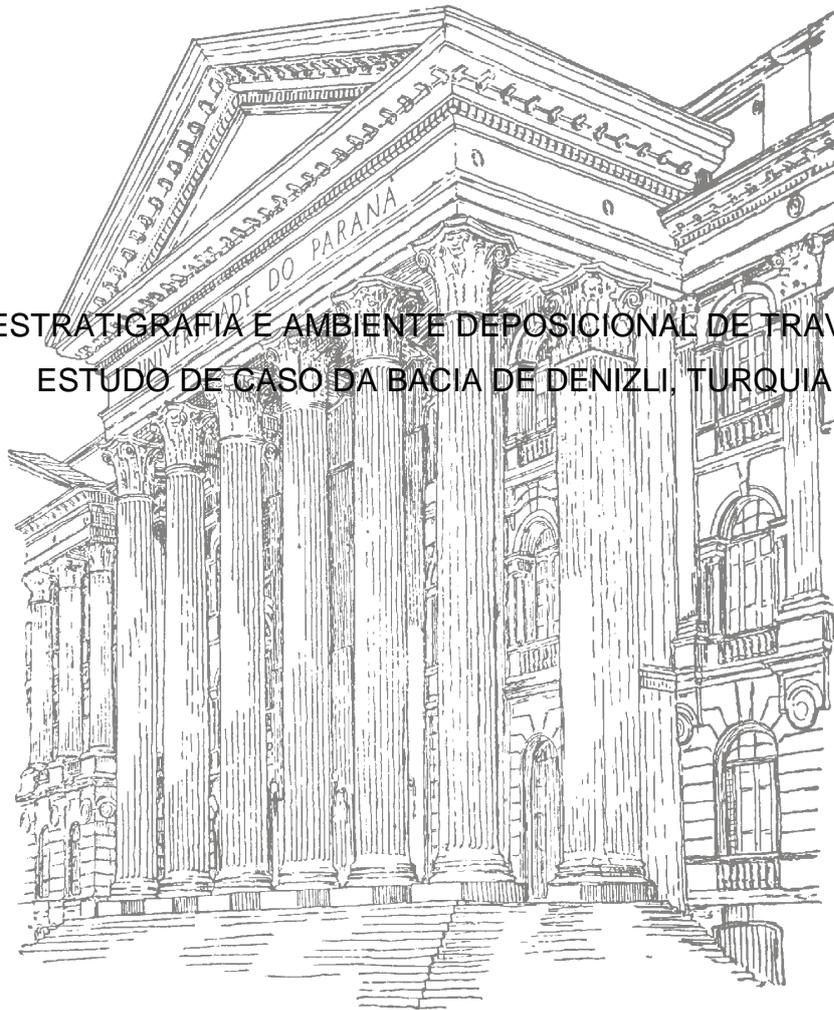


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

JÉSSICA THAÍS FERREIRA OSTE

QUIMIOESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DE TRAVERTINOS:
ESTUDO DE CASO DA BACIA DE DENIZLI, TURQUIA



CURITIBA

2014

JÉSSICA THAÍS FERREIRA OSTE

QUIMIOESTRATIGRAFIA E AMBIENTE DEPOSICIONAL DE TRAVERTINOS:
ESTUDO DE CASO DA BACIA DE DENIZLI, TURQUIA

Monografia apresentada à disciplina de
Trabalho de Conclusão de Curso II do
curso de Geologia.

Setor de Ciências da Terra da
Universidade Federal do Paraná.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Anelize Bahniuk

Coorientador: Dr. Almério Barros França

CURITIBA

2014

RESUMO

Travertinos são rochas carbonáticas formadas a partir da precipitação de carbonato de cálcio de fluidos quentes que emergem de fontes hidrotermais. Essas rochas são precipitadas no Quaternário, sob diferentes condições deposicionais. As amostras analisadas neste trabalho provêm da Bacia de Denizli, localizada na Turquia, que apresenta caráter extensional e é preenchida por rochas sedimentares do Plioceno e Quaternário, principalmente carbonatos e arenitos. A Bacia de Denizli apresenta depósitos de travertinos associados com fontes hidrotermais que ocorrem próximos a falhas normais. O objetivo deste trabalho é a caracterização química e mineralógica dos travertinos da Bacia de Denizli – poço Çinkaya, tendo como objeto de estudo cerca de 35 metros de testemunhos de sondagem. Para isso, foram realizadas descrições macroscópicas e análises geoquímicas de Difractometria de raios-X e Fluorescência de raios-X e isótopos de C e O. Na descrição macroscópica foram identificadas quatro litofácies: i) granular; ii) junco; iii) micrítico e iv) caliche. A fácies granular é caracterizada pela presença de quantidades variáveis de micrita peloidal, e um arcabouço formado por junco, conchas de ostracodes e gastrópodes. A litofácies junco apresenta em torno de 80% de fragmentos de vegetais similares a bambus (junco), formando boa fitoporosidade e estruturas dendríticas (*shrubs*), provavelmente de origem biológica. A fácies micrítica é correlacionada com *mudstones* composta essencialmente por matriz micrítica peloidal. Por fim, a litofácies caliche é formada por processos pedogenéticos, com dissolução e infiltração de silte/marga vadosa. Os resultados geoquímicos por Difractometria de raios-X e Fluorescência de raios-X indicam que os travertinos analisados são constituídos essencialmente por calcita e, pontualmente, quartzo. A presença de SiO₂ no sistema restringe-se a níveis de caliche, onde a infiltração de silte vadoso é relativamente comum. Os resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam que o fluido formador dos travertinos é rico no isótopo leve, o qual é proveniente de água meteórica (-7,41 a -8,74‰ VPDB). A água meteórica infiltra-se por meio de falhas e fraturas, aquecendo-se e retornando à superfície por fontes termais, passando por processos de desgaseificação e conseqüente precipitação do carbonato de cálcio. Os valores depletados de $\delta^{13}\text{C}$ foram relacionados com os níveis de junco, onde o enriquecimento de ¹²C deu-se por processos fotossintéticos. Por fim, a associação das descrições petrográficas com análises geoquímicas e isotópicas são de suma importância na caracterização do ambiente deposicional de travertinos.

Palavras-chave: Travertinos. Bacia de Denizli. Geoquímica.

ABSTRACT

Travertines are carbonate rocks originated by the precipitation of calcium carbonate from hot fluids that emerge from hydrothermal vents. These rocks precipitate in Quaternary under different depositional conditions. The samples analyzed in the present work are from the Denizli Basin, Turkey, characterized by strong extensional tectonics and thick sedimentary rocks from Pliocene to Quaternary composed mostly of carbonates and sandstones. The Denizli Basin presents travertine deposits associated with hydrothermal vents, next to normal faults. The purpose of this research is to perform a chemical and mineralogical characterization of the travertine carbonates recovered in 35 meters of cores in the Çinkaya borehole. We run macroscopic and faciological descriptions, X-ray Diffraction and X-ray Fluorescence analyzes and C & O isotopes. The macroscopic description identified four lithofacies: i) granular; ii) reed; iii) micrit and iv) calcrete. The granular facies is characterized by variegate quantities of peloidal micritc and great amount of reed, ostracods and gastropods shells. The reed lithofacies contains around 80% of fragments of small bush-like plant, similar to bamboos, creating good phytoporosity. The micrit facies is correlated with mudstones, composed essentially by peloidal micrit matrix. The calcrete lithofacies is formed by pedogenic processes, with dissolution and vadose silt/marl infiltrations. The geochemical results by X-ray diffraction and X-ray fluorescence indicate that the analyzed travertines are made essentially by calcite and rarely by quartz. The presence of SiO_2 in the system is restrict to calcrete levels where vadose silt is relatively common. The isotopic results of ^{13}C e ^{18}O indicate that the former fluid of travertines was rich in the light isotope (^{16}O), which comes from meteoric water (-7,41 a -8,74‰ VPDB). The meteoric water infiltrates through faults and joints, dissolves ancient carbonate rocks, warms up and returns to the surface via thermal vents. Once in the surface it undergoes degassing processes loosing CO_2 , bringing about the precipitation of calcium carbonate. The negative values of $\delta^{13}\text{C}$ have been associated with reed lithofacies, where the enrichment of ^{12}C occurred by photosynthetic processes. Lastly, the association of petrographic description with isotopic and geochemical analyzes are very important on the depositional environment characterization of travertine carbonates.

Keywords: Travertines. Denizli Basin. Geochemistry.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, por sempre se manterem ao meu lado, acreditando em mim e nos meus sonhos. Por me ampararem nas minhas derrotas e por compartilharem comigo as minhas vitórias. Devo-lhes cada passo que dou, cada conquista realizada. Obrigada por serem meus amparos, meus melhores amigos, meus tudo.

Aos meus amigos, por serem um ombro, um ouvido, um sorriso, um abraço. Àqueles que me apoiaram durante cinco anos de faculdade e que não me deixaram desistir. E àqueles, que da mesma forma como eu, dirão que são geólogos ao final desse ano.

À minha querida orientadora Anelize, que compartilha comigo a mesma paixão por carbonatos. À ela, que sempre me incentivou a descobrir mais sobre o mundo geológico.

Ao meu coorientador Almério, pelas inúmeras conversas geológicas, que por vezes chegavam a ser até um pouco filosóficas. Pelo incentivo, paciência e vontade de me ensinar sempre mais a respeito do mundo dos carbonatos.

À Petrobras e, mais especificamente à Sylvia dos Anjos, por fornecer e liberar para estudo, os testemunhos de furo de sondagem, além de fomentar a pesquisa.

Aos coordenadores Leonardo Cury e Eleonora Vasconcellos, do LAMIR, pelas análises utilizadas nesta pesquisa, as quais foram de suma importância para o acontecimento deste trabalho. Aos funcionários e colegas de trabalho do LAMIR, que colaboraram com o andamento e conclusão dessa pesquisa. Pelo apoio, amizade e pelas horas de café.

Ao meu Deus, por ser meu equilíbrio. A Ele devo a minha fé.

“O amor causa verdadeiros levantamentos geológicos do pensamento.”

Marcel Proust

ÍNDICE DE FIGURAS

- FIGURA 1: Localização dos poços Simersan, Çinkaya e Faber perfurados em pedreiras ativas de travertinos próximas da cidade de Denizli. Norte para o topo da figura. FONTE: França *et al.*, 2014.14
- FIGURA 2: Mapa geológico da Bacia de Denizli e a localização dos sítios de ocorrência de travertinos na Turquia. FONTE: França *et al.* (2014), modificado de Özkul *et al.* (2002).20
- FIGURA 3: Ambientes deposicionais e subambientes de carbonatos travertinos. Legenda: cc – crosta cristalina; s – *shrub*; p – pisólito; pr – paper-thin raft; bg – *coated gas bubble*; r – *reed* (junco); lc – litoclasto; m – micrita; pt – *pebbly travertine*; ps – paleosolo. FONTE: França *et al.* (2014) modificado de Özkul *et al.* (2002).23
- FIGURA 4: (a) Exemplo de ambiente do tipo rampa, com o subambiente terraço. Pamukkale, Turquia. (b) Subambiente rampa suave, onde predominam depósitos de travertinos inclinados. Pamukkale, Turquia. (c) Exemplo de pântano (*marsh pool*) com a presença de junco. Pamukkale, Turquia. (d) Colina fissurada com até 10 metros de largura e 8 metros de altura. Pamukkale, Turquia. FONTE: França *et al.* (2014).26
- FIGURA 5: Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Terra *et al.* (2009), adaptado de Dunham (1962).29
- FIGURA 6: Classificação de rochas carbonáticas segundo Embry e Klovan (1971). FONTE: adaptado por Terra *et al.* (2009).30
- FIGURA 7: (a) Vegetação de cor amarela corresponde a juncos; (b) Detalhe de junco, o qual eventualmente é envelopado por fluidos hidrotermais ricos em bicarbonato e cálcio. FONTE: França *et al.* (2014).31
- FIGURA 8: Litofácies junco identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Os juncos são estruturas móldicas alongadas (Çinkaya, 31,70m); (b) Fitoporosidade formada pelos moldes de juncos (Çinkaya, 13,70m); (c) Junco *in situ* (estrutura alongada) e corte transversal de junco (molde circular) (Çinkaya, 23,40m).31
- FIGURA 9: Litofácies granular identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Textura granular com porosidade interpartícula (Çinkaya, 6,90m); (b) Porosidade

móldica formada por conchas de gastrópodes (Gast) (Çinkaya, 9,40m); (c) Porosidade móldica possivelmente formada por fragmentos de conchas de gastrópodes. Matriz micrítica peloidal corresponde a 50% da rocha (Çinkaya, 14,50m).....32

FIGURA 10: Litofácies micrítica identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) *Mudstone* ou fácies micrítica (Çinkaya, 32,50m); (b) *Packstone* com matriz micrítica peloidal e pequenos moldes de conchas (Çinkaya, 10,80m); (c) *Packstone* com matriz micrítica com 30% de fragmentos de junco e de conchas (Çinkaya, 33,65m).33

FIGURA 11: Litofácies caliche identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Caliche com intensa dissolução, formando poros alargados (*vugs*) (Çinkaya, 0,40m); (b) Filmes de Mn (cor preta) e infiltração de finos (silte/marga vadosa) de cor amarelada são características de caliche (Çinkaya, 11,35m); (c) Infiltração de filmes de Mn em caliche (Çinkaya, 11,55m).34

FIGURA 12: Principais componentes e tipos de cimento identificados nos carbonatos travertinos, provenientes da Turquia.35

FIGURA 13: Fácies micrítica (a) Micrita peloidal com poros vugulares, identificados na cor azul (resina). P//. (b) PX. (c) Micrita peloidal com textura alveolar e com cimentação microespática e poros irregulares, intrapartícula. P//. (d) PX.36

FIGURA 14: FIGURA 14: Fácies travertino granular. (a) Fragmentos de ostracodes compondo arcabouço da fácies travertino granular. P//. (b) PX. (c) Junco em corte transversal, com poro móldico. P//. (d) PX. (e) Junco em corte longitudinal, o qual serviu de substrato para crescimento de *shrubs*. P//. (f) PX.....38

FIGURA 15: Fácies travertino granular. (a) Carófito com poro móldico e estruturas relacionadas a tubos corticais. P//. (b) PX. (c) Carófito com poro móldico interno. P//. (d) PX.....39

FIGURA 16: Fácies *shrub*. (a) Crescimento de crystal shrubs a partir de junco. P//. (b) PX.....40

FIGURA 17: Fácies *shrub*. (a) Crystal shrubs crescendo a partir de junco. P//. (b) PX. (c) Crystal shrubs. P//. (d) PX. (e) Possivelmente ray-crystal crusts, com aspecto límpido. P//. (f) PX.....41

FIGURA 18: Fácies caliche. (a) Vug com infiltração de silte vadoso. Sequência diagenética: 1) poro; 2) cimento calcítico dente de cão; 3) infiltração de silte vadoso; 4) segunda geração de cimento calcítico dente de cão. P//. (b) PX.	42
FIGURA 19: Fácies caliche. (a) Infiltração de silte vadoso e de filmes de Mn (cor preta). P//. (b) PX. (c) Poro possivelmente móldico com infiltração de silte/marga vadosa, e que posteriormente foi cimentado por calcita equant. P//. (d) PX. (e) Rocha com grande quantidade de silte/marga vadosa. Detalhe para a infiltração de filmes de Mn ao redor do poro. P//. (f) PX.	43
FIGURA 20: Coluna estratigráfica do poço Çinkaya.	45
FIGURA 21: Químioestratigrafia do testemunho Çinkaya. Perfil estratigráfico do poço Çinkaya, com a correlação com os resultados químicos obtidos por FRX. Destaque para os níveis de caliche.	46
FIGURA 22: Químioestratigrafia do testemunho Çinkaya. Perfil estratigráfico do poço Çinkaya, com a correlação com os resultados mineralógicos obtidos por DRX. Destaque para os níveis de caliche.	47
FIGURA 23: Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho Çinkaya.	49

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Litofácies definidas para travertinos de Rapolano, Itália, e as suas principais características. FONTE: adaptado de Guo e Riding, 1998	29
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

- P//: polarizadores paralelos
 PX: polarizadores cruzados
 DRX: Difratometria de raios-X
 FRX: Fluorescência de raios-X
 δ : delta - valor das razões isotópicas

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
2	OBJETIVOS.....	13
2.1	Objetivo geral	13
2.2	Objetivos específicos	13
2.3	Metas e Atividades.....	13
2.4	Justificativa.....	13
3	VIABILIDADE DA PESQUISA	14
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	15
4.1	Descrição macroscópica e microscópica	15
4.2	Difratometria de raios-X (DRX)	15
4.3	Fluorescência de raios-X (FRX).....	16
4.4	Isótopos de Carbono e Oxigênio.....	17
5	GEOLOGIA REGIONAL	19
6	TRAVERTINOS	21
6.1	Ambientes deposicionais.....	22
6.1.1	Rampa (<i>slope</i>).....	22
6.1.2	Depressão	24
6.1.3	<i>Mound</i>	25
6.1.4	Colina fissurada.....	25
6.1.5	Canal auto-construído	25
6.2	O fluido hidrotermal	26
7	RESULTADOS E DISCUSSÃO	28
7.1	Descrição macroscópica	28
7.1.1	Litofácies Junco Travertino.....	30
7.1.2	Litofácies Travertino Granular	31

7.1.3	Litofácies Travertino Micrítico.....	32
7.1.4	Litofácies Caliche	33
7.2	Descrição microscópica	34
7.2.1	Fácies Travertino Micrítico	35
7.2.2	Fácies Travertino Granular.....	36
7.2.3	Fácies Travertino <i>Shrub</i>	40
7.2.4	Fácies Caliche.....	41
7.3	Geoquímica.....	44
7.3.1	Resultados químicos e mineralógicos	44
7.3.2	Resultados isotópicos.....	48
8	CONCLUSÃO	50
	REFERÊNCIAS	51

1 INTRODUÇÃO

Registros paleoclimáticos são dados importantes para o entendimento de perturbações atuais no clima (KELE *et al.*, 2008). Depósitos de carbonatos, como os de tufas e travertinos, possuem suas gêneses relacionadas com flutuações paleoclimáticas, as quais definem as assinaturas geoquímicas, deposicionais e isotópicas desses depósitos (ÖZKUL *et al.*, 2013).

Travertinos são rochas carbonáticas formadas a partir da precipitação de carbonato de cálcio de fluidos quentes, que emergem de fontes hidrotermais (GUO E RIDING, 1998). Essas rochas carbonáticas estão geralmente associadas a sistemas de falhas e fraturas, onde o fluido quente ascende por esses condutos até a superfície, passando por processos de desgaseificação, ou seja, perda de CO₂, e precipitação do carbonato de cálcio. Já as tufas são precipitados de carbonatos de cálcio relacionados com fluidos com temperatura próxima à temperatura ambiente.

Depósitos de tufas e travertinos possuem suas gêneses relacionadas com a origem do fluido rico em carbonato de cálcio. Segundo Pentecost (1993), citado por Ford e Pedley (1996), os depósitos de tufas e travertinos podem ser classificados segundo as suas composições isotópicas, relacionados com a origem do fluido. Os depósitos podem ser meteogênicos, quando o CO₂ é proveniente do solo ou da atmosfera. Caso o CO₂ seja originado do manto superior, ou por eventos de hidrólise ou oxidação do carbono reduzido, ou por descarbonização de rochas carbonáticas, o depósito será classificado como termogênico. Sendo assim, a técnica analítica de espectrometria de massas é fundamental no estudo de travertinos, pois os valores isotópicos obtidos para C e O podem indicar a origem do fluido formador dos depósitos carbonáticos e possíveis misturas de águas meteóricas e hidrotermais.

Atualmente os carbonatos travertinos adquiriram importância econômica pela aparente semelhança entre seu sistema permoporoso e os reservatórios carbonáticos do Pré-Sal. Sendo assim, este relatório tem como principal finalidade caracterizar os travertinos petrografica e geoquimicamente, considerando-os como prováveis análogos aos depósitos carbonáticos do Pré-Sal.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Caracterizar petrograficamente os carbonatos travertinos do testemunho do poço Çinkaya e correlacionar suas litofácies com dados geoquímicos visando a compreensão do ambiente deposicional e diagênese.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterizar litofácies e ambientes dos carbonatos travertinos;
- Correlacionar litofácies com dados químicos, mineralógicos e isotópicos.

2.3 METAS E ATIVIDADES

- Descrever os testemunhos de furo de sondagem do poço Çinkaya, caracterizando litofácies e tipos de porosidade.
- Analisar petrograficamente amostras selecionadas durante a descrição.
- Utilizar as técnicas analíticas de Difractometria de raios-X (DRX), Fluorescência de raios-X (FRX) para análises de geoquímica elementar e a técnica de espectrometria de massas em isótopos de Carbono e Oxigênio para análises de geoquímica isotópica.

2.4 JUSTIFICATIVA

Devido às semelhanças entre exemplos de travertinos e rochas carbonáticas do Pré-Sal, os travertinos vem recebendo uma maior atenção de pesquisadores, para melhor compreender o sistema permoporoso, ambiente deposicional e assinatura geoquímica dessas rochas.

3 VIABILIDADE DA PESQUISA

O presente trabalho de conclusão de curso (TCC) tem como principal objeto de estudo o testemunho de furo de sondagem Çinkaya, localizado em pedreiras ativas de travertinos nas proximidades da cidade de Denizli, Turquia. Apresenta as seguintes coordenadas: 37°52'20" N; 29°20'01" L, cota 594 m (Figura 1) (FRANÇA *et al.*, 2014).

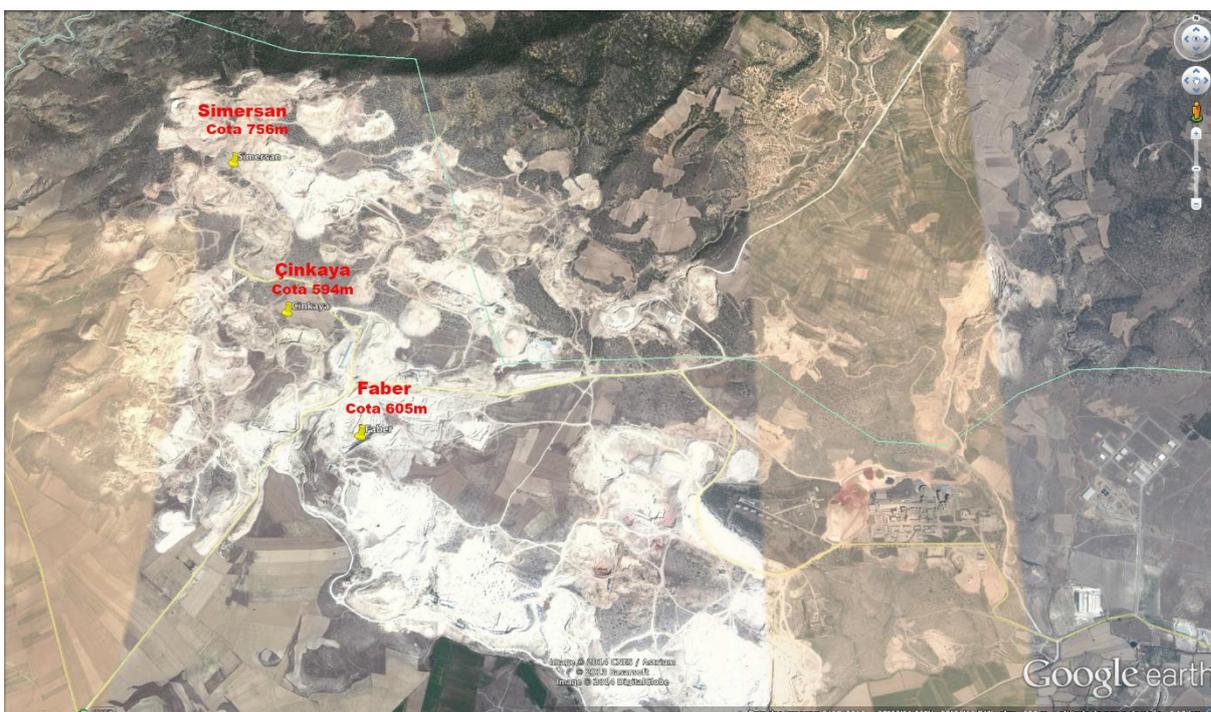


FIGURA 1:Localização dos poços Simersan, Çinkaya e Faber perfurados em pedreiras ativas de travertinos próximas da cidade de Denizli. Norte para o topo da figura. FONTE: França *et al.*, 2014.

Este testemunho foi obtido pela Petrobras, em convênio com a Universidade Pamukkale em Denizli, Turquia, e Universidade Católica de Leuven, Bélgica com testemunhagem contínua em três pedreiras: Faber, Çinkaya e Simersan em Denizli. Os três testemunhos estão sendo descritos, analisados e armazenados no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas (LAMIR) e os relatórios encaminhados para a Petrobras.

Os testemunhos de furo de sondagem correspondem a depósitos, de idade quaternária, compostos por travertinos, sendo estes precipitados a partir de fluidos quentes, ou com temperaturas superiores à temperatura ambiente. Etapas de campo realizadas por uma equipe de geólogos da Petrobras confirmam a origem das rochas carbonáticas relacionadas a fontes hidrotermais.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Foram utilizados 35 metros de testemunhos de furo de sondagem, do poço Çinkaya, provenientes da Bacia de Denizli, Turquia. A pesquisa foi dividida em quatro etapas: i) caracterização mesoscópica das litofácies dos travertinos dos testemunhos do furo de sondagem; ii) análise em microscópio petrográfico de amostras previamente selecionadas do poço Çinkaya; iii) utilização das técnicas de Difratomia de raios-X (DRX) e Fluorescência de raios-X (FRX) para obter dados mineralógicos e químicos a respeito dos travertinos; iv) análise de Isótopos de C e O por espectrometria de massas.

Cerca de vinte e três lâminas delgadas foram confeccionadas segundo as quatro litofácies classificadas de travertinos, com uma amostragem de 1,5 m aproximadamente. Nestas mesmas amostras foram realizadas análises isotópicas e geoquímicas obtendo assim uma correlação entre as diversas técnicas. As análises utilizadas neste trabalho foram realizadas no Laboratório de Análises de Minerais e Rochas – LAMIR do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

4.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA E MICROSCÓPICA

A análise petrográfica foi realizada a partir do estudo macroscópico e com microscópio óptico convencional, por luz polarizada Axio Zeiss, Imager.A2m com diferentes objetivas. As fotomicrografias foram capturadas com a AxioCam HRc acoplada ao microscópio. O estudo petrográfico visa caracterizar as relações estruturais, texturais e composicionais da rocha, bem como aspectos de porosidade da rocha analisada. As lâminas foram relacionadas com as profundidades do furo de sondagem, para obter correlações estratigráficas.

4.2 DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX)

A difratometria de raios-X resultante de um cristal, compreendendo posições e intensidades das linhas de difração, é uma propriedade física fundamental da substância, servindo não só à identificação como também ao estudo da estrutura do

material (GOMES, 1984). O método consiste na incidência de elétrons em um determinado cristal, em que os raios são dispersos pelos elétrons dos átomos sem mudança de comprimento de onda, obedecendo a certas condições geométricas, expressas pela lei de Bragg:

$$n\lambda=2d.\text{sen}\theta$$

em que λ é o comprimento de onda da radiação X, d a distância interplanar, θ o ângulo de Bragg e n é um número inteiro correspondente à ordem de difração.

Quando um cristal difrata raios X seguindo a lei de Bragg, cada feixe difratado constitui uma reflexão. Portanto, a posição das reflexões e as intensidades relativas, que são dependentes, respectivamente, da célula unitária e do arranjo dos átomos, são características da estrutura cristalina do mineral (GOMES, 1984). A intensidade dessas medidas é apresentada em gráfico denominado difratograma.

O equipamento utilizado para as análises mineralógicas deste trabalho foi o Difratômetro Panalytical, modelo EMPERYAN, com ânodo de Cu ($\text{Cu K}\alpha_1 = 1,5406 \text{ \AA}$) e gerador de tensão e corrente ajustados para 40 kV e 40 mA, respectivamente. O ângulo de varredura foi de 3° a $70^\circ 2\theta$. O método RIR (*Reference Intensity Ratio – Razões de Intensidades de Interferência*) foi adotado para análises semi-quantitativas, obtendo-se valores indiretos para as quantidades mineralógicas das amostras. Para a interpretação dos difratogramas utilizou-se o software X'Pert High Score Plus Data Collector.

4.3 FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X (FRX)

Esta técnica consiste na irradiação e excitação de uma dada substância por meio de um feixe de elétrons, tendo como resultado a produção de uma radiação secundária (fluorescente) característica dos elementos químicos presentes na fase (GOMES, 1984). Obtendo-se os ângulos de reflexão e as intensidades da radiação secundária, é possível identificar e quantificar os elementos químicos componentes do material analisado, levando-se em consideração a lei de Bragg.

Trata-se de uma técnica analítica quantitativa e qualitativa não destrutiva, onde todos os elementos de número atômico superior a 11 (Flúor) podem ser analisados em concentrações que variam de partes por milhão a 100%.

Cerca de 30 g de rocha foram pulverizadas até atingirem granulometria de aproximadamente 325 mesh. O pó foi levado à estufa com temperatura de 50°C para secagem. Em seguida, misturou-se 7,0 g de amostra com 1,4 g de cera orgânica. Após a pesagem, a mistura foi prensada para a confecção de pastilha, com pressão de 20ton/cm². As análises químicas foram realizadas no equipamento Panalytical, modelo AXIOS MAX, onde foram analisados 10 óxidos (CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂, MnO e P₂O₅) e 4 elementos-traço (Sr, Ba, S e Cl). Por fim, complementarmente, foi realizada a perda ao fogo (P.F.) ou LOI (*lost on ignition*), onde são quantificados os voláteis que compõem a amostra.

4.4 ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico cujo núcleo apresenta mesma quantidade de prótons (número atômico Z), porém apresentam diferentes quantidades de nêutrons (N) e, conseqüentemente, diferente massa atômica (A). O carbono é um dos elementos em maior abundância na Terra, apresenta número atômico 6 e massa atômica 12. Este elemento possui dois isótopos estáveis, ¹²C e ¹³C, sendo que o último ocorre na proporção de 1,11% e, o primeiro, em 98,89%. O oxigênio, com massa atômica 16 e número atômico 8, apresenta três isótopos estáveis, ¹⁶O, ¹⁷O e ¹⁸O, sendo que o ¹⁶O é o isótopo em maior abundância.

Para a obtenção de valores isotópicos, o valor de δ (delta – valor das razões isotópicas) é definido pela relação do valor da razão isotópica medida e o valor obtido em um material arbitrário ou de referência. A unidade aceita para medidas isotópicas é o δ e expresso *per mil* (‰) (RODRIGUES E FAUTH, 2013).

No processo de difusão, um dos processos que produzem o fracionamento isotópico de um elemento químico, o isótopo leve apresenta maior mobilidade, podendo se separar do isótopo mais pesado enriquecendo o sistema inicial neste último. Sendo assim, durante a comparação relativa do material analisado com o material de referência padrão, se o valor de δ for positivo ou maior que zero, o material está enriquecido no isótopo pesado, conseqüentemente, se o valor de δ for negativo ou menor que zero, o material analisado está empobrecido no isótopo pesado.

A espectrometria de massas é a técnica analítica utilizada para identificar e quantificar moléculas e átomos de uma substância com base na massa dos isótopos.

O espectrômetro que utiliza o sistema de entrada duplo é o espectrômetro de massas para razão isotópica (*isotope ratio mass spectrometer*) ou IRMS (RODRIGUES E FAUTH, 2013).

A análise da razão isotópica do carbono e oxigênio é feita em relação ao padrão CO₂ calibrado internacionalmente. Os resultados são emitidos em relação ao padrão PDB (*Pee Dee Belemnite*) original, o qual se refere ao fóssil *belemnite* da Formação *Pee Dee*, do Cretáceo, localizada na Carolina do Sul, EUA. Este material de referência é utilizado em estudos de carbonatos de baixas temperaturas. Todas as outras análises da razão de $\delta^{18}\text{O}$ (águas, silicatos, fosfatos, sulfatos e carbonatos de alta temperatura) são feitas em relação ao padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), o qual se refere a uma amostra hipotética com uma composição isotópica similar a composição média da água do mar atual (HOEFS, 2009).

A técnica de espectrometria de massas foi utilizada com o intuito de obter relações isotópicas de amostras de travertinos, identificando assim a origem do fluido formador dessas rochas. Por fim, é possível relacionar os dados isotópicos com as características do paleoambiente vigente durante a precipitação dos travertinos.

As análises isotópicas foram realizadas no equipamento GasBench II e Espectrômetro de massa Thermo Delta V Advantage. As amostras de Referência Interna são ISO-C1 e ISO-D2;

- ISO-C1 + Calcita pura: $\delta^{13}\text{C} = 6,28 \pm 0,13\text{‰VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O} = -22,16 \pm 0,14\text{‰VPDB}$ e

- ISO-D2 Dolomita 95% pura: $\delta^{13}\text{C} = 0,58 \pm 0,06\text{‰VPDB}$ e $\delta^{18}\text{O} = -5,09 \pm 0,11 \text{‰VPDB}$

A abertura da amostra foi realizada com a pesagem (~400 µg) e acondicionamento em tubo de vidro em banho seco a temperatura de 72^oC. Em uma atmosfera inerte, o amostrador injetou aproximadamente 0,5 mL de ácido ortofosfórico (H₃PO₄) 100% no interior do tubo vedado. A análise da razão isotópica foi realizada após completado o tempo de reação, o gás CO₂ então produzido foi coletado pelo amostrador, com outra agulha. O gás foi purificado e, em seguida, foi injetado no espectrômetro. Os dados estatísticos foram trabalhados com 10 picos avaliados em cada análise, sendo a média e desvio-padrão <0,1‰VPDB.

5 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia de Denizli é uma bacia extensional, de direção NE-SW, e situa-se na porção ocidental de Anatólia, na Turquia. Está localizada a leste da junção dos grábens Büyük Menderes e Gediz (WESTAWAY, 1993), limitada por falhas normais a norte e a sul, as quais delimitam um gráben. A Bacia de Denizli é rica em fontes hidrotermais que se encontram associadas com a formação de carbonatos travertinos (Figura 2). Geralmente os carbonatos travertinos são encontrados depositados próximos às falhas normais na porção setentrional da bacia (ÖZKUL *et al.*, 2013).

Os depósitos do Plioceno e do Quaternário, que compõem a Bacia de Denizli, são compostos por depósitos aluviais, fluviais e lacustrinos, os quais evoluíram gradualmente (ALÇIÇEK *et al.*, 2007). Esses depósitos recobrem um antigo embasamento, que consiste em rochas metamórficas do maciço Menderes (ÖZKUL *et al.*, 2002). O embasamento pré-Neógeno é composto por mica xistos, quartzitos e mármore do pré-Oligoceno e por rochas carbonáticas alóctones do Mesozóico, que tectonicamente recobrem as rochas do pré-Oligoceno (KELE *et al.*, 2011). Por vezes esse embasamento aflora em algumas porções dos *horsts*. A bacia inicialmente era um meio-gráben durante o Eo-Mioceno, onde os depósitos evoluíram de aluviais para fluviais, por fim para lacustrinos (ÖZKUL *et al.*, 2013).

Durante o Pleistoceno houve uma mudança na tectônica regional e o meio-gráben se tornou um gráben com a instalação da Falha de Pamukkale na porção norte da bacia. Os depósitos quaternários são caracterizados por ambientes de terraços fluviais, porém estes apresentam uma abrangência local, e por depósitos extensos de carbonatos travertinos, que se prolongam nas margens norte e sul do gráben (ÖZKUL *et al.*, 2013).

As falhas e fraturas quaternárias se tornam condutos naturais para a água meteórica, a qual descende até a subsuperfície e se mistura com fluidos hidrotermais. Essas falhas também servem como condutos para que esse fluido ascenda até a superfície, formando fontes hidrotermais (ÖZKUL *et al.*, 2013). As fontes hidrotermais requerem íons do embasamento carbonático para a acumulação e formação de carbonatos travertinos, próximo de falhas e fraturas (ÖZKUL *et al.*, 2002).

A Bacia de Denizli é importante quanto ao seu potencial geotermal e sua atividade sísmica.

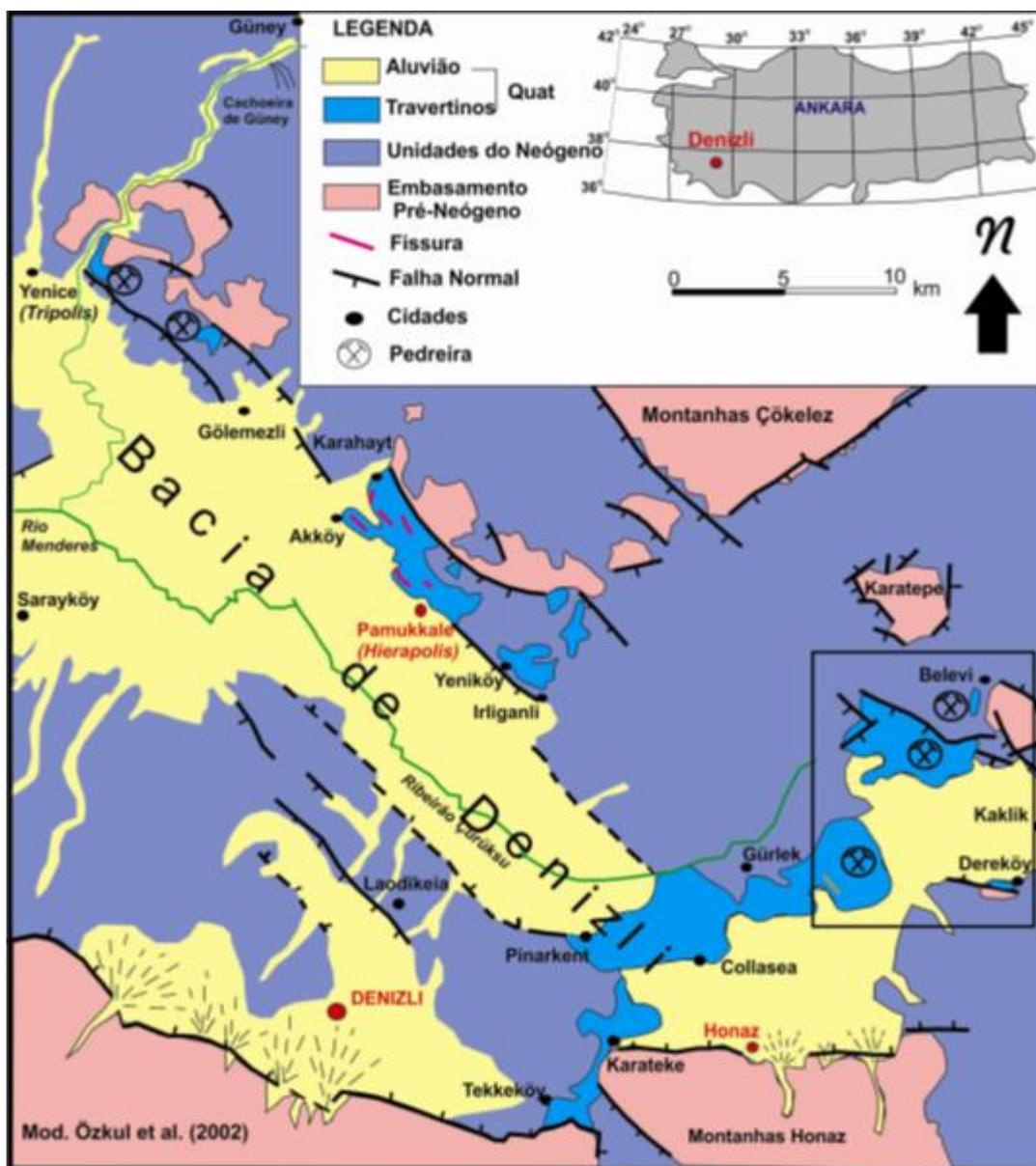


FIGURA 2: Mapa geológico da Bacia de Denizli e a localização dos sítios de ocorrência de travertinos na Turquia. FONTE: França *et al.* (2014), modificado de Özkul *et al.* (2002).

6 TRAVERTINOS

Travertinos são rochas formadas por águas quentes relacionadas a fontes hidrotermais ricas em cálcio e bicarbonato (GUO E RIDING, 1998). Os travertinos normalmente não apresentam restos de invertebrados ou fragmentos de vegetais maiores, são rochas cristalinas, por vezes formadas por finas laminações ou formas de atividade de bactérias (*shrubs*) (FORD E PEDLEY, 1996). Essas rochas são precipitadas no tempo geológico recente (Quaternário) sob diferentes condições deposicionais. Por outro lado, tufas são formadas pela precipitação de carbonato de cálcio sob a influência de águas frias (com temperaturas similares às temperaturas ambientes). Normalmente contém fragmentos de micro e macro vegetais, invertebrados e bactérias (FORD E PEDLEY, 1996).

Os carbonatos travertinos apresentam grande complexidade estrutural, relacionada com variações químicas das águas quentes, atividade orgânica e circulação de águas superficiais. Deste modo, apresentam variações em suas propriedades estruturais, como textura, estruturas sedimentares, porosidade e composição. Essas variações estruturais podem ser identificadas pela caracterização das litofácies dos travertinos (ÖZKUL *et al.*, 2002), sendo elas:

- *Crystalline crust* (“crosta cristalina”);
- *Shrub* – produto de atividade bacteriana (CHAFETZ E GUIDRY, 1999);
- *Pisolith* (“pisólitos”);
- *Paper-thin raft*;
- *Coated gas bubble* (“bolhas de gás revestidas”);
- *Reed* (“junco”);
- *Lithoclast* (“clasto de rocha”);
- *Pebbly travertine* (“travertino seixoso”).

A partir da identificação das litofácies, através da análise macro e microscópica, é possível inferir o ambiente deposicional dos travertinos, podendo ser em ambiente do tipo rampa, depressão, *mound*, colina fissurada ou canal auto-construído (ÖZKUL *et al.*, 2002). Já segundo Ford e Pedley (1996), a deposição de

carbonatos travertinos ocorre basicamente em dois sistemas deposicionais: próximo a sistemas de falhas ou em terraços.

Carbonatos travertinos estão normalmente associados a ambientes tectônicos extensionais, com falhas transtensionais ou normais. A arquitetura deposicional dessas rochas depende do balanço entre fatores extrínsecos, como clima e composição da fonte hidrotermal, e fatores intrínsecos, como biota e locais por onde o fluido percorre (ÖZKUL *et al.*, 2013). Os fatores extrínsecos são os que conferem a assinatura isotópica e geoquímica dos travertinos, enquanto que os fatores intrínsecos são os que se relacionam com as litofácies e as características deposicionais da rocha.

6.1 AMBIENTES DEPOSICIONAIS

Segundo Ford e Pedley (1996), a deposição de carbonatos travertinos ocorre basicamente em dois sistemas: i) próximo a sistemas de falhas, onde o fluido hidrotermal ascende através de falhas e fraturas e precipita grandes quantidades de carbonato de cálcio nos arredores mais próximos das fraturas; ii) terraços, onde ocorrem precipitações de carbonato de cálcio associado a pequenas cascatas, piscinas e calhas, distantes da fonte hidrotermal. Normalmente o complexo sistema de terraços é mais íngreme do que próximo ao sistema de falhas.

A classificação dos ambientes deposicionais de carbonatos travertinos foi feita a partir de estudos dessas rochas em Rapolano, na Itália, por Guo e Riding (1998). Primeiramente, estes autores reconheceram três principais ambientes deposicionais: rampa, depressão e *mound*. Posteriormente, Özkul *et al.* (2002) estudando os carbonatos travertinos da Bacia de Denizli, na Turquia, complementaram essa classificação com mais dois ambientes deposicionais: colina fissurada e canal auto-construído (Figura 3) (ÖZKUL *et al.*, 2002).

6.1.1 Rampa (*slope*)

O ambiente deposicional do tipo rampa é subdividido em três subambientes: terraços, rampa suave e cachoeiras.

6.1.1.2 Rampa suave

Rampas suaves se formam onde a inclinação da rampa é entre 10° e 40° e são subambientes transicionais dos terraços (Figura 4b). São caracterizados pelas fácies de crosta cristalina nas paredes verticais e bordas de piscinas, pertencentes aos terraços. As rampas suaves apresentam laminações de crosta cristalina e crescimentos de *shrubs*, as quais representam oscilações na velocidade da água. Finas lâminas de crosta cristalina são depositadas quando a velocidade da água é baixa; com o aumento da velocidade, as lâminas de crosta cristalina são mais grossas.

6.1.1.3 Cachoeira

Esse subambiente é bastante restrito, ocorrendo em locais onde a água flui na vertical e deposita crostas cristalinas similares a cortinas. Normalmente o fluido rico em carbonato forma crostas envolvendo plantas e raízes, tanto nas paredes quando na base da cachoeira. Em menores inclinações as cachoeiras gradam para rampas suaves.

6.1.2 Depressão

Esse ambiente ocorre em locais de topografia baixa, sendo subdividido em dois subambientes: planos com *shrub* e pântano (*marsh pool*).

6.1.2.1 *Shrub*

Os planos com *shrub* ocorrem em locais onde há deposição dos travertinos horizontais e sub horizontais, com grandes extensões laterais e grandes espessuras. Os depósitos desse subambiente podem ser expostos a condições subaéreas e processos pedogenéticos, além de serem invadidos por enchentes episódicas, onde pode ocorrer a deposição de arenitos e conglomerados.

6.1.2.2 Pântano (*marsh pool*)

Em locais denominados de pântano ocorre a intercalação de níveis ricos em junco (“*reed*”) e níveis com crescimento de *shrub*, gerando intercalações de lâminas com cores mais escuras e níveis com cor castanho claro. A ocorrência de conchas de gastrópodes e de ostracodes é bastante comum.

O subambiente deposicional pântano encontra-se distante da fonte termal (Figura 4c), assim os depósitos de travertinos estão constantemente expostos a condições subaéreas, gerando níveis de caliche.

6.1.3 *Mound*

Os montes de junco (*mound*) ocorrem em locais de topografia um pouco mais elevada, ricos em plantas aquáticas e juncos, sendo que a fácies mais comum é de *reed*. Associam-se com carbonatos travertinos horizontais dos subambientes pântano e plano com *shrub*.

6.1.4 Colina fissurada

Constituem montes lineares formados por fontes de água quente que emergem de falhas e fraturas (Figura 4d). A fácies crosta cristalina é a mais comum, aparecendo de forma bandada e em posição vertical e, normalmente, está associado com *coated gas bubble* e litoclastos.

6.1.5 Canal auto-construído

Os travertinos depositados nesse ambiente compõem massas de carbonatos lineares formados em locais restritos, onde a água quente percorre, formando canais. O canal auto-construído é identificado pela alternância de fácies micrítica e crosta cristalina, com alguns níveis de junco, enquanto que dentro do canal é comum o aparecimento de pisólitos pela agitação da água.



FIGURA 4: (a) Exemplo de ambiente do tipo rampa, com o subambiente terraço. Pamukkale, Turquia. (b) Subambiente rampa suave, onde predominam depósitos de travertinos inclinados. Pamukkale, Turquia. (c) Exemplo de pântano (*marsh pool*) com a presença de junco. Pamukkale, Turquia. (d) Colina fissurada com até 10 metros de largura e 8 metros de altura. Pamukkale, Turquia. FONTE: França *et al.* (2014).

6.2 O FLUIDO HIDROTERMAL

O fluido hidrotermal adquire características químicas e isotópicas diferentes do fluido original durante os caminhos percorridos através de diferentes ambientes deposicionais. As propriedades químicas e físicas do fluido dependem da composição da solução infiltrada, da profundidade de migração, do tempo de residência do fluido hidrotermal e, por fim, das interações entre o fluido e a rocha encaixante e as misturas do fluido com água fresca (KELE *et al.*, 2008).

Segundo Pentecost (2005, citado por KELE *et al.*, 2008), o fluido hidrotermal pode ter origem mista, ou seja, termometeogênica, onde o fluido que circula em subsuperfície é aquecido e retorna à superfície por fontes termais, porém contém apenas componentes meteóricas. Já os depósitos termogênicos são formados por fluidos ricos em CO₂ originado por processos termais, o qual apresenta assinatura isotópica rica no isótopo ¹³C.

Comparando carbonatos travertinos e tufas segundo as suas características isotópicas, as tufas apresentam baixos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, os quais variam de -12 a -4% PDB, indicando que normalmente o fluido formador das tufas é empobrecido do isótopo ^{13}C , característico de fluido meteogênico (apenas influenciado por água meteórica). Já os carbonatos travertinos apresentam valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$, os quais se apresentam no intervalo de -1 a +10% PDB (ÖZKUL *et al.*, 2013). Sendo assim, o fluido formador de carbonato travertino é rico no isótopo de ^{13}C , porém pode ter sua origem relacionada com fluidos termogênicos ou uma mistura de fluidos meteóricos com fluidos hidrotermais (termometeogênicos).

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

As descrições macroscópicas do testemunho Çinkaya permitiram definir quatro litofácies principais: i) junco; ii) granular; iii) caliche e iv) micrítico, sendo que há algumas variações nas características petrológicas, mas que não apresentam grande significância para se apontar outra litofácies.

Os carbonatos travertinos, com pouco interesse econômico até recentemente, têm sido estudados intensamente nos últimos dez anos dado sua importância como rocha reservatório em grandes descobertas de petróleo no Brasil. Não existe, ainda uma classificação de litofácies em carbonatos travertinos que seja um consenso. Neste trabalho adotou-se uma classificação proposta pela orientação de Rudy Sweeney, da Universidade Católica de Leuven, e Marcelle Erthal (comunicação verbal). Primeiramente, as litofácies foram classificadas segundo Guo e Riding (1998), que agrupam os carbonatos travertinos de Rapolano, Itália, segundo o aparecimento de componentes orgânicos, como os juncos (*reed*), *bacterial shrubs*, bem como componentes inorgânicos, como crosta cristalina. A classificação de Guo e Riding (1998) (Tabela 1) é a mais adequada para trabalhos envolvendo carbonatos travertinos, pois a deposição dos mesmos é bastante restrita e envolve condições químicas e biológicas bastante específicas. No entanto, os travertinos do poço Çinkaya, Turquia, não apresentam completa correspondência com a classificação de Guo e Riding (1998). Sendo assim, foi utilizado em paralelo a classificação proposta por França *et al.* (2014), para os testemunhos do poço Simersan, também provenientes da Turquia. Secundariamente, as litofácies foram correlacionadas segundo classificações mais antigas para rochas carbonáticas, como Dunham (1962) (Figura 5) e Embry e Klovan (1971), citados por Terra *et al.* (2009) (Figura 6).

Tabela 1: Litofácies definidas para travertinos de Rapolano, Itália, e as suas principais características. FONTE: adaptado de Guo e Riding, 1998.

Litofácies	Características
Crosta cristalina	Cristais de calcita alongados (<i>ray-crystals</i>). Perpendicular à superfície de deposição.
<i>Shrub</i>	Travertinos porosos dominado por crescimento de shrubs. Morfologia dendrítica. Múltiplas camadas horizontais.
Pisóide	Estruturas esféricas e irregulares, dependendo da energia da água. Combinação de processos abióticos e atividade microbial.
<i>Paper thin-raft</i>	Camadas cristalinas e finas precipitadas a partir da superfície da água.
<i>Coated bubble</i>	Trapeamento de bolhas, formadas por atividade microbial.
<i>Reed (Junco)</i>	Vegetação encrustada por carbonato cristalino, predominando juncos e secundariamente, briófitas e carófitas.
Litoclasto	Erosão penecontemporânea gera grandes quantidades de litoclastos, os quais são misturados com material <i>in situ</i> . Fácies formada por matriz quartzosa e fragmentos de junco e de conchas. Associado com processos pedogenéticos.
Paleosolo	Rápida exposição de travertinos a condições subaéreas. Formação de solo (pedogênese).

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição				Componentes originais ligados durante a deposição	
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)			Sem matriz, grão-suportado		
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>
					

FIGURA 5: Classificação de rochas carbonáticas. FONTE: Terra *et al.* (2009), adaptado de Dunham (1962).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>

FIGURA 6: Classificação de rochas carbonáticas segundo Embry e Klovan (1971). FONTE: adaptado por Terra *et al.* (2009).

7.1.1 Litofácies Junco Travertino

A litofácies junco corresponde a litofácies *reed* de Guo e Riding (1998). Junco são vegetais similares a bambus (Figura 7a e b), com formas alongadas, que são comuns no ambiente deposicional de travertinos em Denizli. Próximo às fontes hidrotermais, há pequenos *mounds* (colinas) e pântanos com a presença desses vegetais. O fluido hidrotermal, rico em cálcio e bicarbonato, ao sofrer desgaseificação, forma crostas cristalinas ao redor de fragmentos de juncos, folhas e pequenos galhos. Após o processo de decomposição da matéria orgânica, os juncos formam porosidade móldica, denominada de fitoporosidade.

Essa litofácies é caracterizada por uma matriz micrítica, com algumas porções granulares. Cerca de 80% da rocha é composta por fragmentos de junco retrabalhados ou por juncos *in situ* (Figura 8), com moldes em posição vertical. Comumente se encontram associados com carófitas (algas verdes) (SCHOLLE E ULMER-SCHOLLE, 2003). Ocasionalmente ocorrem conchas de gastrópodes relacionadas com essa fácies. Segundo a classificação de Embry e Klovan (1971), citado por Terra *et al.* (2009), a litofácies junco pode ser correlacionada com *bafflestone*, que são calcários autóctones e que possuem organismos que atuam como obstáculos, e com *rudstone*, que são calcários alóctones suportados por componentes maiores que 2mm (TERRA *et al.*, 2009).



FIGURA 7: (a) Vegetação de cor amarela corresponde a juncos; (b) Detalhe de junco, o qual eventualmente é envelopado por fluidos hidrotermais ricos em bicarbonato e cálcio. FONTE: França *et al.* (2014).

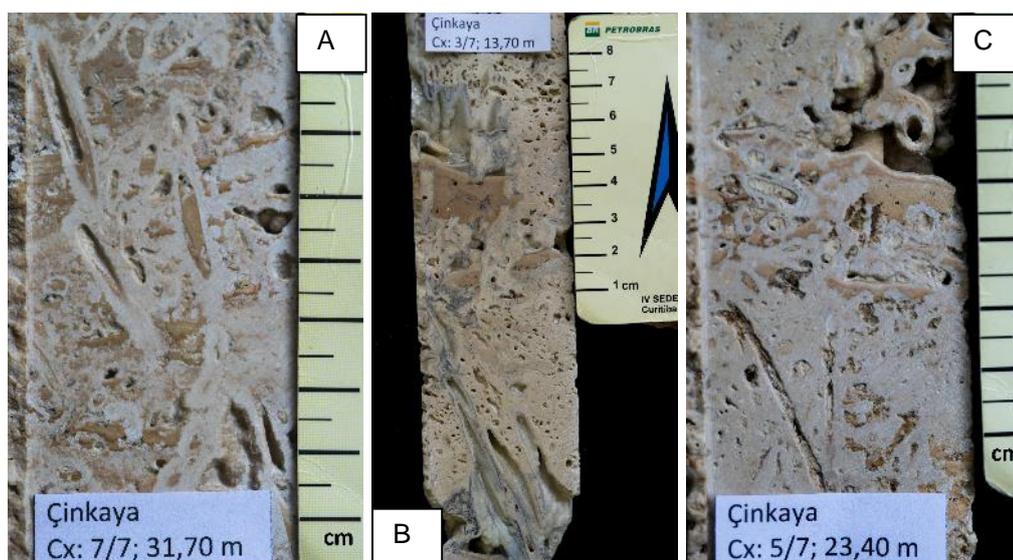


FIGURA 8: Litofácies junco identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Os juncos são estruturas móldicas alongadas (Çinkaya, 31,70m); (b) Fitoporosidade formada pelos moldes de juncos (Çinkaya, 13,70m); (c) Junco *in situ* (estrutura alongada) e corte transversal de junco (molde circular) (Çinkaya, 23,40m).

7.1.2 Litofácies Travertino Granular

Essa litofácies não tem correspondente segundo a classificação de Guo e Riding (1998). Segundo as classificações para rochas carbonáticas de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971), a litofácies granular pode corresponder a *packstone* e a *grainstone*, dependendo da quantidade de matriz na rocha (TERRA *et al.*, 2009).

A litofácies granular é caracterizada por apresentar uma matriz micrítica, com grãos arredondados a sub-arredondados, possivelmente *pellets*. Normalmente ocorrem conchas de gastrópodes e de ostracodes, e fragmentos de junco. São rochas maciças, com porosidade interpartícula e móldica, variando de média a alta, dependendo do teor de micrita na rocha (Figura 9).

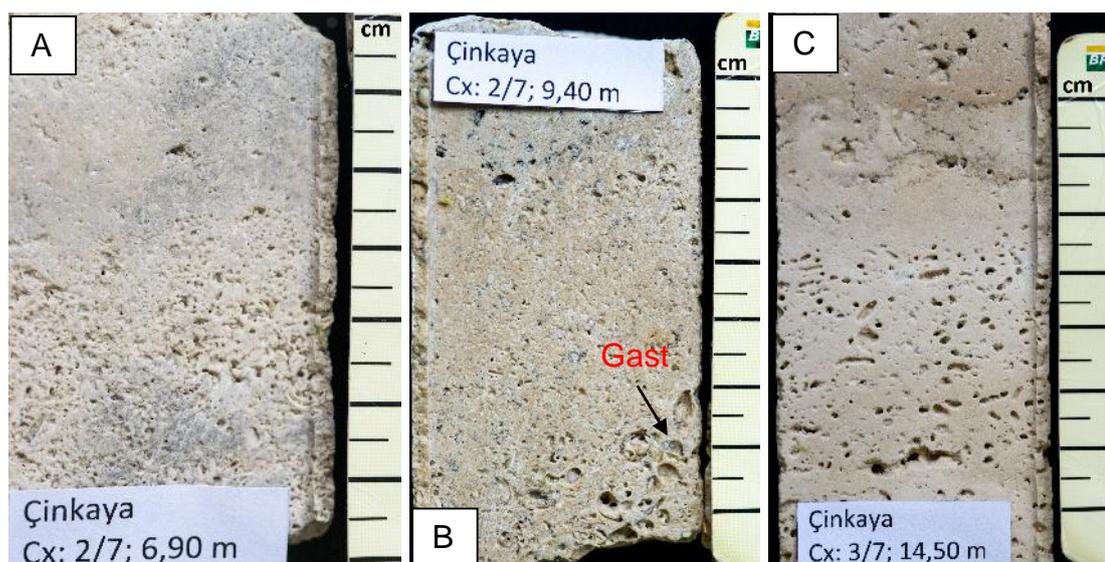


FIGURA 9: Litofácies granular identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Textura granular com porosidade interpartícula (Çinkaya, 6,90m); (b) Porosidade móldica formada por conchas de gastrópodes (Gast) (Çinkaya, 9,40m); (c) Porosidade móldica possivelmente formada por fragmentos de conchas de gastrópodes. Matriz micrítica peloidal corresponde a 50% da rocha (Çinkaya, 14,50m).

7.1.3 Litofácies Travertino Micrítico

A fácies micrítica é caracterizada por conter quase que exclusivamente (em torno de 90%) matriz micrítica, às vezes peloidal. Por vezes apresentam fragmentos de conchas de gastrópodes e fragmentos de junco. São rochas maciças de cor castanho claro, com porosidade baixa a muito baixa, com poros do tipo interpartícula e microporosidade (Figura 10).

Por vezes essa litofácies apresenta uma incipiente laminação, formada apenas pela alternância de cores castanho escuro e castanho claro e não pela mudança litológica. A laminação ocorre em pequenos intervalos, de no máximo 15 cm, e por isso não foi separado em uma litofácies distinta.

Essa litofácies corresponde a *mudstones* e *wackestones* segundo as classificações de Dunham (1962) e Embry e Klovan (1971).

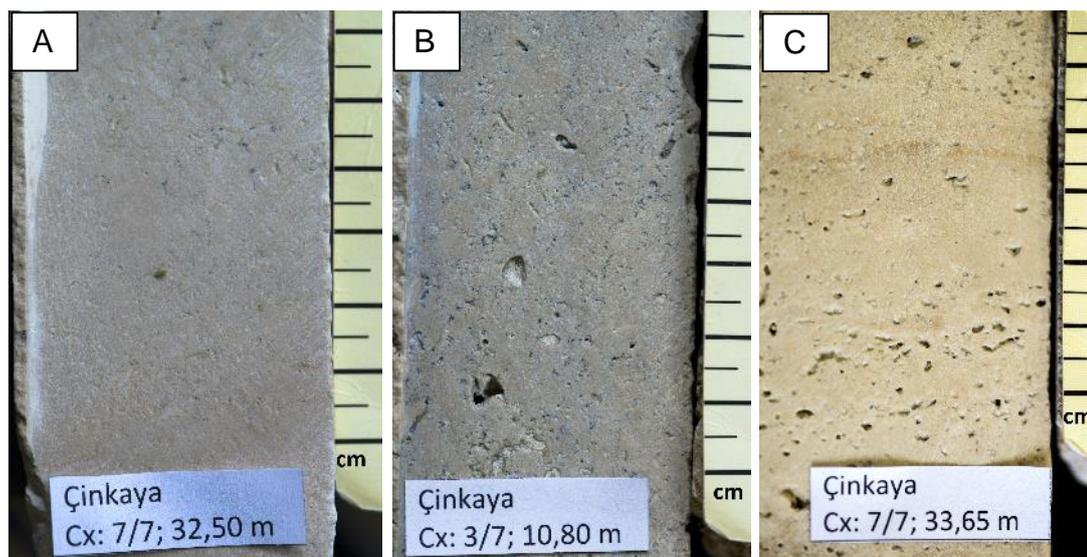


FIGURA 10: Litofácies micrítica identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) *Mudstone* ou fácies micrítica (Çinkaya, 32,50m); (b) *Packstone* com matriz micrítica peloidal e pequenos moldes de conchas (Çinkaya, 10,80m); (c) *Packstone* com matriz micrítica com 30% de fragmentos de junco e de conchas (Çinkaya, 33,65m).

7.1.4 Litofácies Caliche

Segundo Flügel (2004), caliche está relacionado com processos de formação de solo (pedogênese) em rochas carbonáticas. Estes processos consistem em intemperismo físico e químico da rocha carbonática hospedeira, com a formação de solo e com a acumulação de carbonato de cálcio por processos de evaporação de água saturada. A pedogênese pode envolver atividade microbiana, além do controle físico-químico, os quais geram crostas endurecidas na superfície ou na parte superior do horizonte de solo (duricrostas). Dependendo das condições climáticas e da rocha hospedeira, as duricrostas podem ser de carbonato formando os calcretes ou dolocretes, ou outras fases minerais, como silcrete (sílica), *gypcretes* (gipsita) e ferricretes (hematita ou goethita). Calcrete e caliche são usados como sinônimos na literatura, ou separadamente, sendo que calcrete corresponderia a partes endurecidas de perfis de caliche (FLÜGEL, 2004).

A litofácies caliche corresponde à segunda litofácies mais frequente nos testemunhos do poço Çinkaya, após a fácies granular. Corresponde a uma litofácies de cor castanho escuro a castanho amarelado intenso, com poros vulgares formados por intensa dissolução, presença de filmes de manganês, infiltração de silte/marga

vadosa e *brownish pedogenic calcite crust* (crosta calcítica pedogênica acastanhada) (Figura 11).

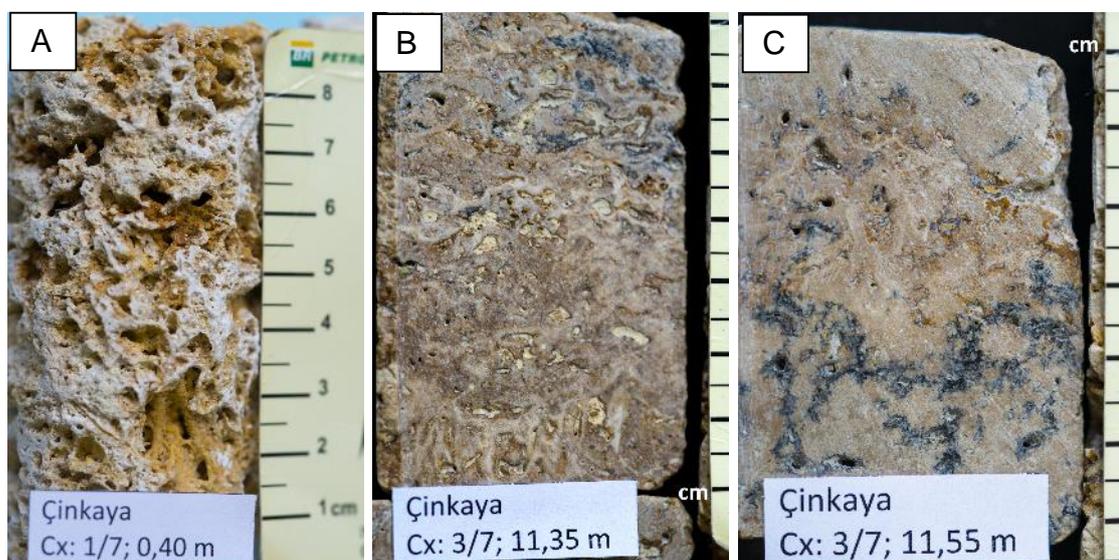


FIGURA 11: Litofácies caliche identificada em testemunhos do poço Çinkaya. (a) Caliche com intensa dissolução, formando poros alargados (*vugs*) (Çinkaya, 0,40m); (b) Filmes de Mn (cor preta) e infiltração de finos (silte/marga vadosa) de cor amarelada são características de caliche (Çinkaya, 11,35m); (c) Infiltração de filmes de Mn em caliche (Çinkaya, 11,55m).

7.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Foram descritas vinte e três lâminas, selecionadas conforme as diferenças faciológicas identificadas mesoscopicamente no testemunho do poço Çinkaya. Em seguida, as descrições petrográficas foram correlacionadas com as fácies mesoscópicas.

Devido ao maior detalhamento das descrições microscópicas, foram descritas quatro fácies: micrítica, granular, *shrub* e caliche. Sendo que, apenas a fácies *shrub* não teve correspondência com as fácies descritas mesoscopicamente, pois estas estruturas não foram visualizadas a olho nu. Por outro lado, a fácies junco não foi identificada durante as descrições microscópicas.

A Figura 12 ilustra esquematicamente os principais componentes dos travertinos dos testemunhos do poço Çinkaya, identificados microscopicamente. Fósseis de ostracodes, carófitas e de juncos (*reed*) são encontrados nas fácies micrítica granular e, secundariamente, nas fácies micrítica e *shrub*. Os *shrubs* (formas arborescentes ou *feather-like*) e esferulitos são os componentes principais das fácies *shrub*, enquanto que os *pellets* são encontrados em todas as fácies, os quais

compõem a matriz micrítica peloidal. Foram identificados três tipos de cimento calcítico relacionados com processos diagenéticos, que comumente preenchem parcial ou totalmente os poros: paliçada, dente de cão e *equant*.

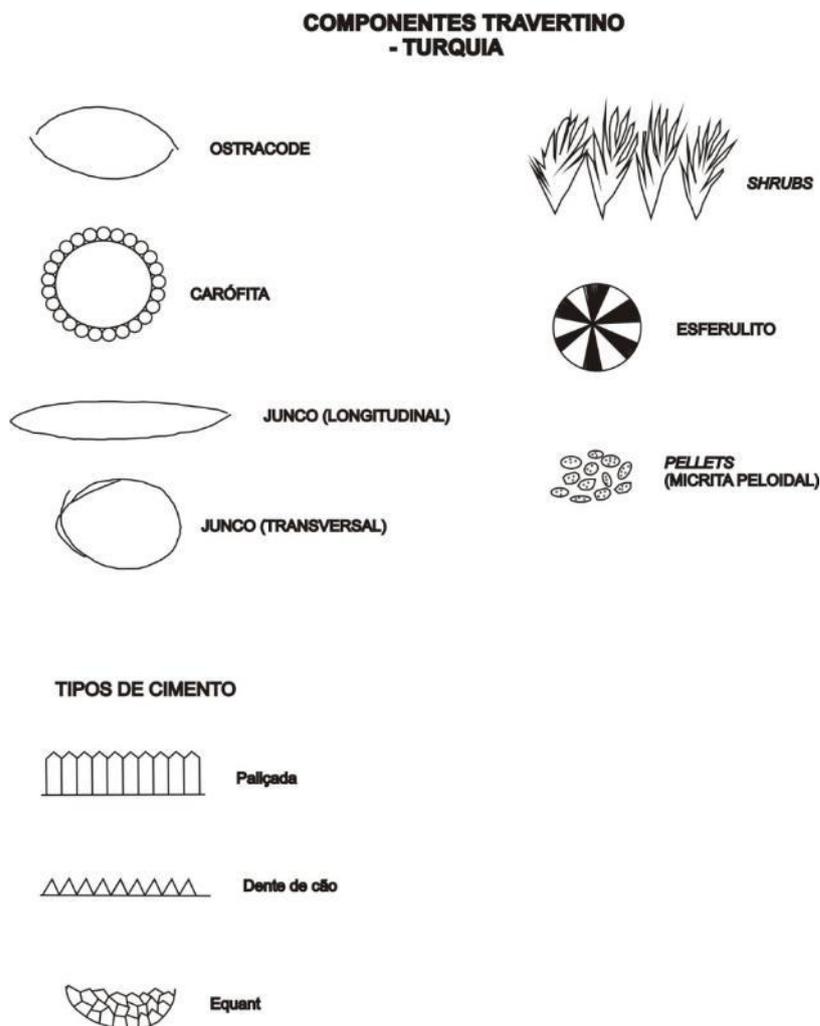


FIGURA 12: Principais componentes e tipos de cimento identificados nos carbonatos travertinos, provenientes da Turquia.

7.2.1 Fácies Travertino Micrítico

Esta litofácies é composta essencialmente por micrita peloidal, com *pellets* com tamanho médio de 0,2mm a 0,5mm, de cor castanha e aspecto turvo (Figura 13a e b). Os *pellets* são subarredondados a arredondados, podendo ser *pellets* fecais. Raramente há presença de fragmentos de conchas de ostracodes. Em algumas

porções da rocha, os *pellets* estão envoltos por calcita microespática, com aspecto límpido, possivelmente relacionada com processos de neomorfismo (recristalização).

A fácies micrítica apresenta microporosidade e poros irregulares, possivelmente formados por processos de dissolução. Por vezes essa fácies possui textura alveolar (Figura 13c e d), relacionada com processos intensos de dissolução. Os poros muitas vezes encontram-se cimentados por cimento calcítico do tipo dente de cão.

Segundo a classificação de Dunham (1962), a fácies micrítica corresponde a *mudstones*.

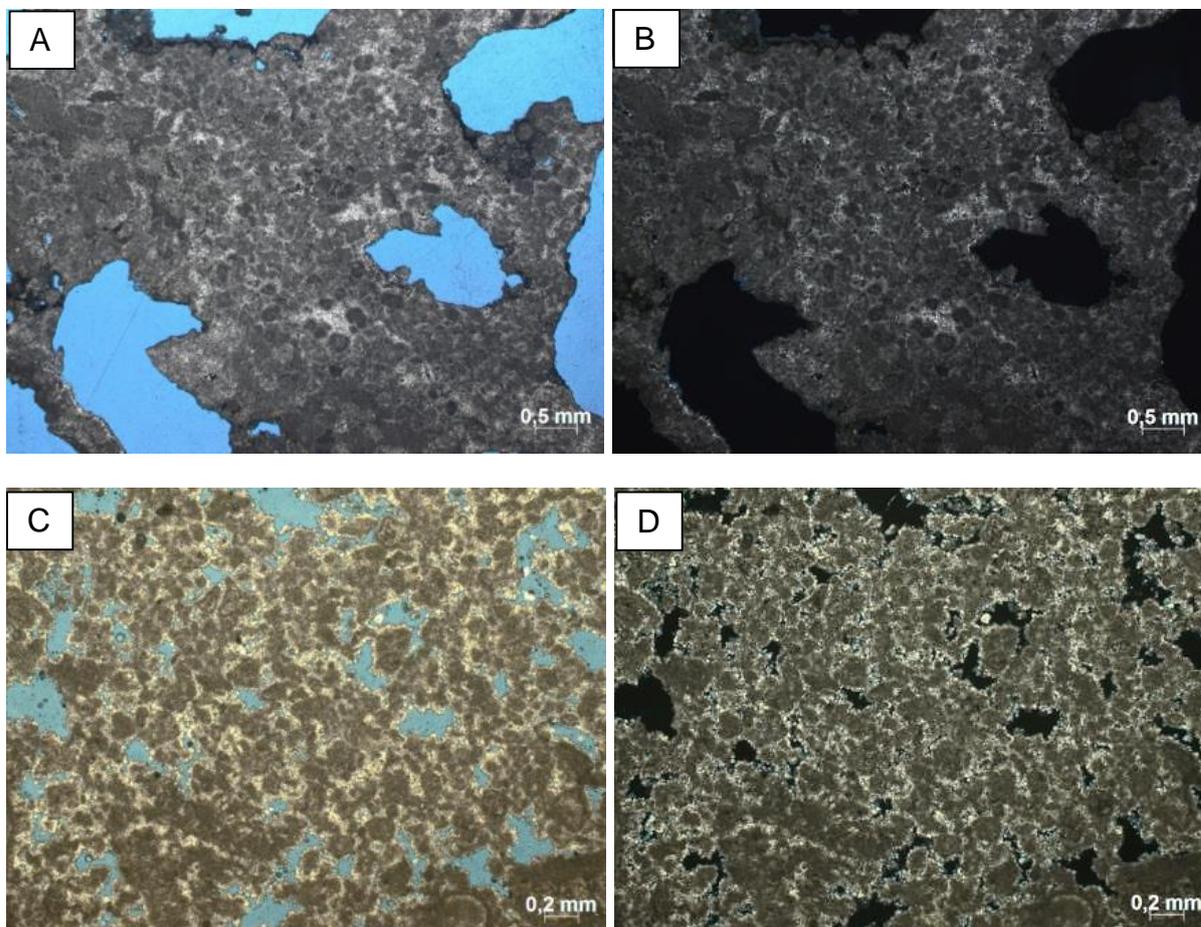


FIGURA 13: Fácies micrítica (a) Micrita peloidal com poros vugulares, identificados na cor azul (resina). P//. (b) PX. (c) Micrita peloidal com textura alveolar e com cimentação microespática e poros irregulares, intrapartícula. P//. (d) PX.

7.2.2 Fácies Travertino Granular

A fácies travertino granular corresponde a *wackestones*, *packstones* ou *boundstones* segundo a classificação de Dunham (1962). Essa litofácies é composta

por matriz micrítica nodular e peloidal, com *pellets* arredondados a subarredondados. O arcabouço é composto por conchas e fragmentos de conchas de ostracodes (Figura 14a e b), esferulitos, juncos, carófitas e *shrubs*.

7.2.2.1 Arcabouço

Juncos são vegetais, similares a bambus, comuns no ambiente deposicional de travertinos. Microscopicamente, esses vegetais podem ser cortados transversalmente ou longitudinalmente (Figura 14c, d, e, f). Transversalmente é possível visualizar uma estrutura arredondada, com dimensões aproximadas de 3 mm, enquanto que longitudinalmente observa-se uma estrutura alongada com um fino molde de cor castanha, possivelmente a parede celular fóssil do vegetal. Os juncos formam porosidade do tipo móldica e, por vezes, o molde dessas estruturas servem como substrato para a cristalização de *shrubs*.

As carófitas são um grupo de algas verdes, que aparentemente dividem um ancestral comum com plantas terrestres. Em microscópio é possível visualizar a cavidade central de seções transversais de partes reprodutoras das carófitas, e tubos corticais que circundam a cavidade central (SCHOLLE E ULMER-SCHOLLE, 2003). As carófitas são raras nos testemunhos do poço Çinkaya, porém estão associadas a juncos no ambiente deposicional, sendo que crescem em forma de arbustos de até 60 cm de altura (Figura 15a, b, c, d).

Carbonatos travertinos comumente contêm morfologias de *shrubs*, desde forma irregulares (*bacterial shrubs*) a padrões geométricos (*crystal shrubs* e *ray-crystal crusts*). Os *bacterial shrubs* foram reconhecidos como produtos de precipitação induzida por bactérias, enquanto *ray-crystal crusts* são produtos de precipitação essencialmente abiótica (CHAFETZ E GUIDRY, 1999). Microscopicamente, a fácies micrítica granular apresenta estruturas dendríticas, com extinção ondulante, identificados como *crystal shrubs*. As estruturas com aspecto cristalino, formadas por cristais individualizados de calcita, são similares à *ray-crystal crusts*. Sendo assim, os travertinos provenientes da Turquia apresentam dois tipos de *shrubs*, com sobreposição da precipitação abiótica em relação à ação bacteriana.

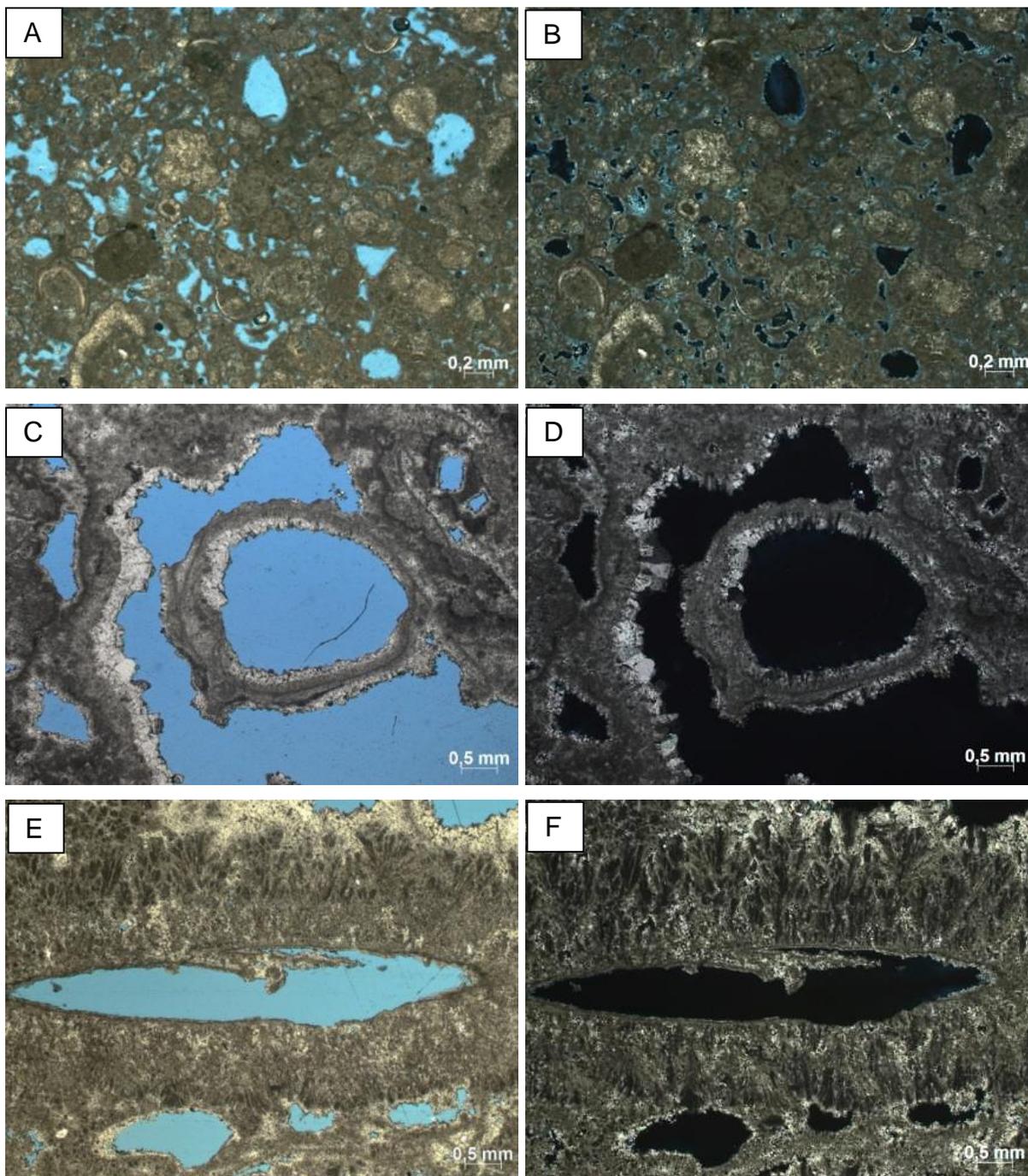


FIGURA 14: FIGURA 14: Fácies tarvertino granular. (a) Fragmentos de ostracodes compondo arcabouço da fácies travertino granular. P//. (b) PX. (c) Junco em corte transversal, com poro móldico. P//. (d) PX. (e) Junco em corte longitudinal, o qual serviu de substrato para crescimento de *shrubs*. P//. (f) PX.

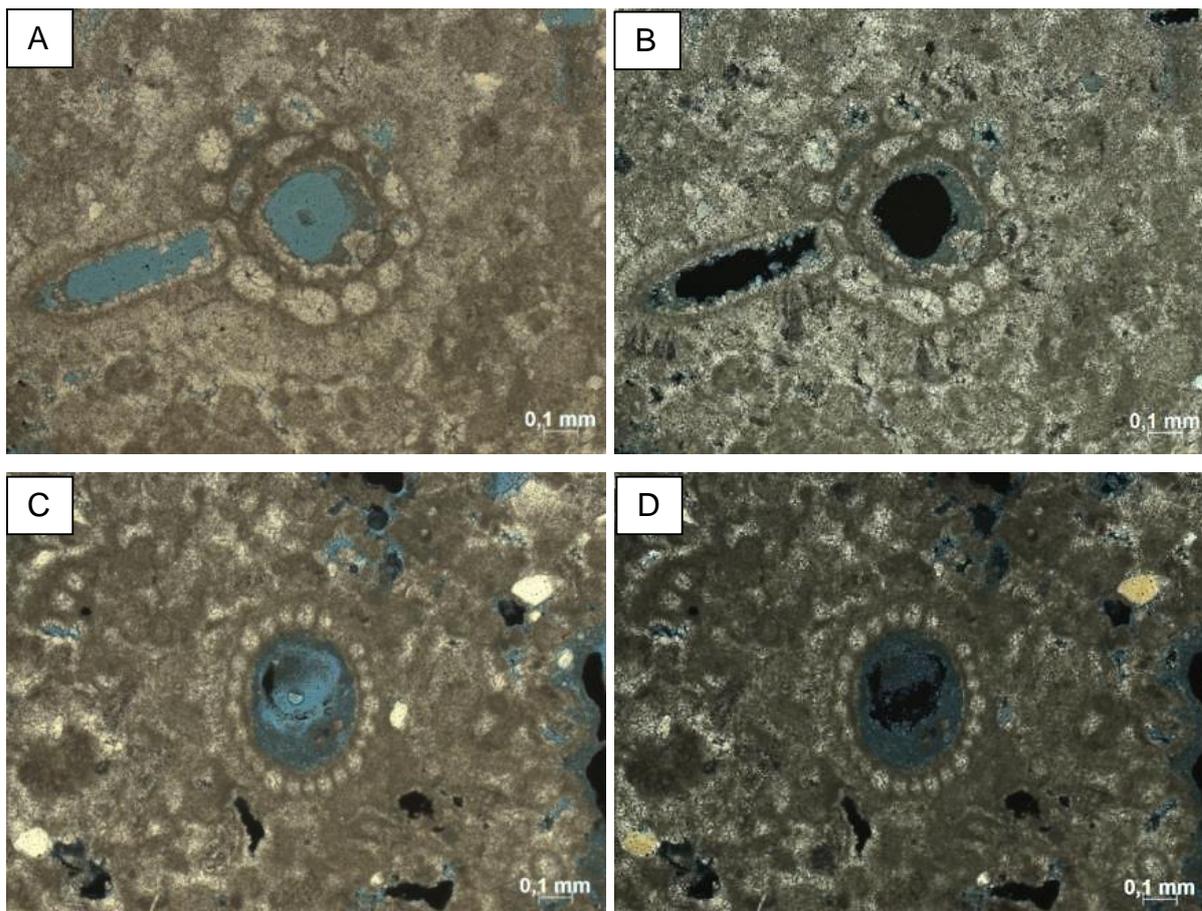


FIGURA 15: Fácies travertino granular. (a) Carófitas com poro móldico e estruturas relacionadas a tubos corticais. P//. (b) PX. (c) Carófitas com poro móldico interno. P//. (d) PX.

7.2.2.2 Porosidade e cimento

A fácies travertino granular apresenta poros móldicos, por dissolução de fitoclastos, como juncos e carófitas, formando fitoporos, e de ostracodes. Os poros móldicos muitas vezes estão preenchidos parcialmente por calcita dente de cão ou preenchidos totalmente por calcita *equant*. Raramente há presença de cimento do tipo paliçada. As estruturas identificadas como *shrubs* apresentam microporosidade interna, podendo indicar ação bacteriana.

A presença de poros móldicos, a maioria deles não preenchidos por cimento calcítico, e de grandes dimensões na fácies micrítica granular caracteriza alta porosidade.

7.2.3 Fácies Travertino *Shrub*

A fácies *shrub* apresenta 30 a 40% de matriz micrítica peloidal e 60 a 70% composto principalmente por *shrubs* (*crystal shrubs* e *ray-crystal crusts*) e, secundariamente, juncos, esferulitos e fragmentos de ostracodes. Normalmente os *shrubs* ocorrem associados a antigos substratos, como moldes de juncos, onde crescem perpendicularmente a partir desse substrato. Por vezes os *crystal shrubs* são produto de retrabalhamento, se apresentando dispersos em meio à matriz micrítica.

Os *crystal shrubs* são estruturas com formas dendríticas, irregulares, apresentando aspecto turvo e com extinção falsa ondulante (Figura 16 e Figura 17a, b, c, d). Os *ray-crystal crusts* são identificados como estruturas cristalinas, com aspecto límpido, por vezes com formas em espada. Esses podem ser confundidos com cimento do tipo paliçada (Figura 17e e f).

Essa fácies apresenta microporosidade interna ao *crystal shrubs*. Comumente a fácies *shrub* possui poros móldicos de juncos, por vezes alargados (*vugs*). Os poros móldicos normalmente estão parcialmente preenchidos por cimento calcítico do tipo dente de cão.

Segundo a classificação de Dunham (1962), a fácies *shrub* corresponde a *boundstones*, cujos componentes da trama mineralógica (*shrubs*) foram ligados durante a deposição.

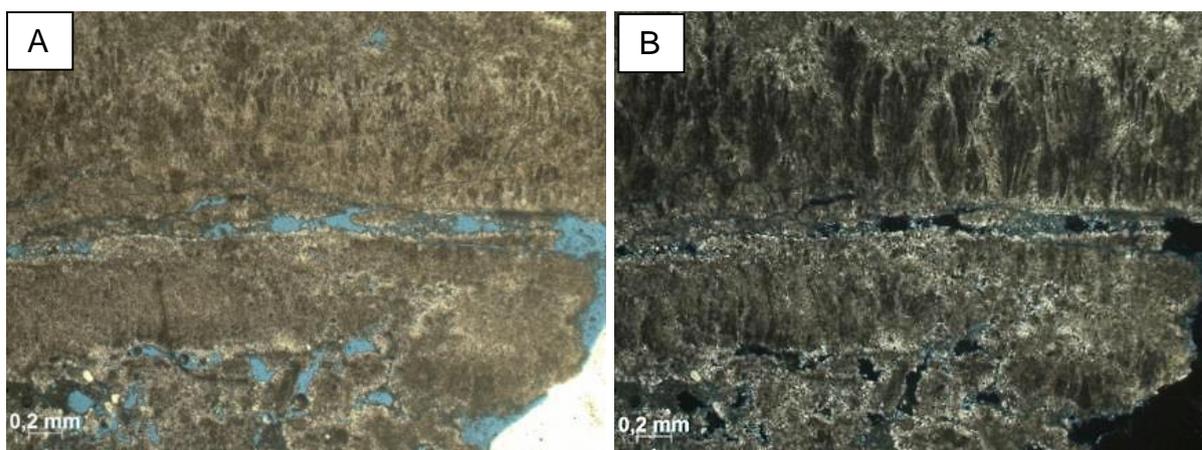


FIGURA 16: Fácies *shrub*. (a) Crescimento de *crystal shrubs* a partir de junco. P//. (b) PX.

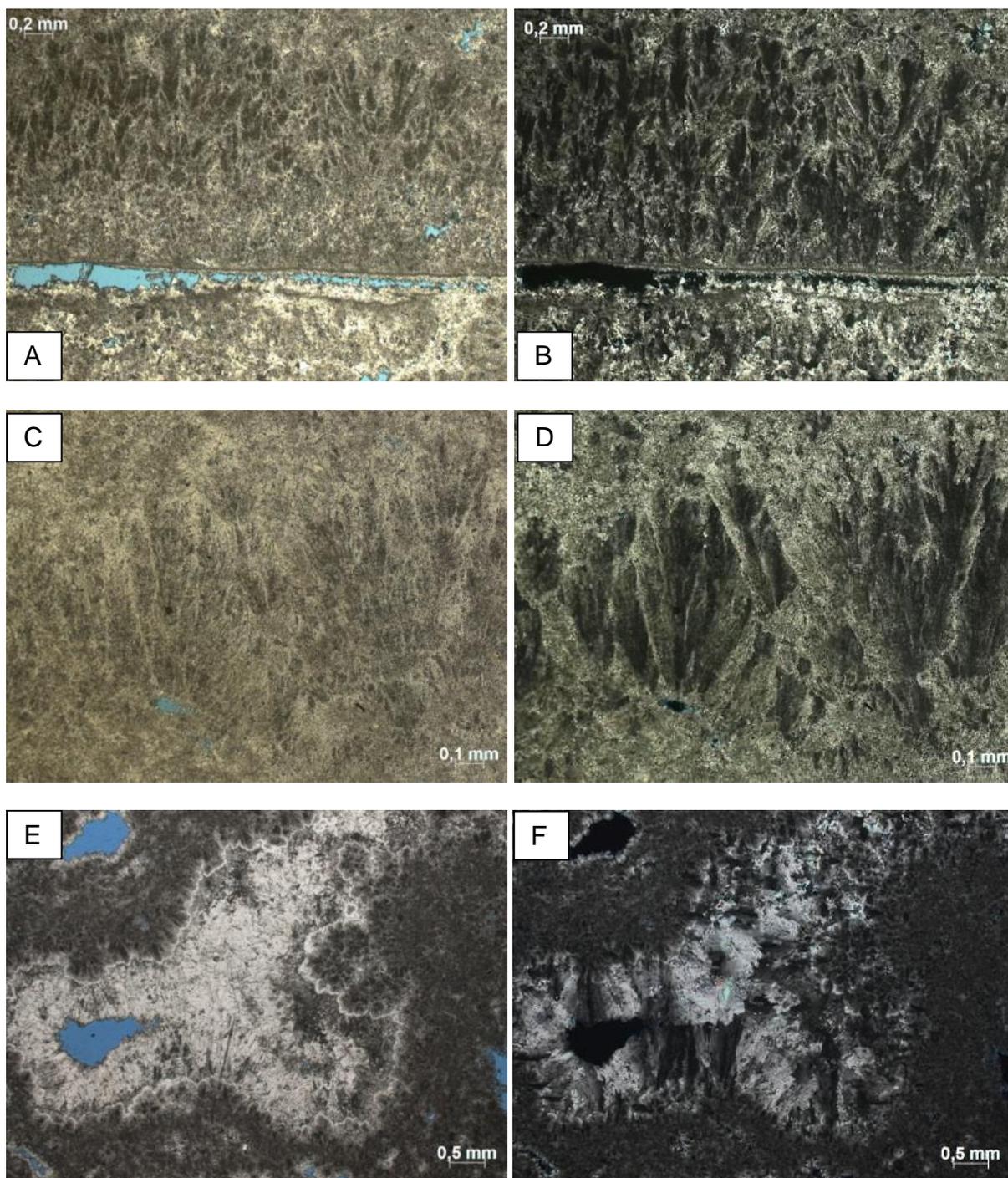


FIGURA 17: Fácies shrub. (a) Crystal shrubs crescendo a partir de junco. P//. (b) PX. (c) Crystal shrubs. P//. (d) PX. (e) Possivelmente ray-crystal crusts, com aspecto límpido. P//. (f) PX.

7.2.4 Fácies Caliche

A fácies caliche foi identificada por características pedogenéticas, como infiltração de silte/marga vadosa, filmes de Mn e *brownish pedogenic calcite crust*

(FLÜGEL, 2004). A fácies caliche indica constante exposição da rocha a condições subaéreas, com influência de ambiente vadoso.

Essa fácies é caracterizada por uma matriz micrítica peloidal, geralmente em pequena quantidade, a qual passou por intensos processos de dissolução e que, posteriormente, foi cimentada por calcita espática, configurando uma textura alveolar. O processo de dissolução por água meteórica em ambiente vadoso gera poros irregulares de origem desconhecida, muitas vezes alargados (*vugs*). Os poros encontram-se parcial ou totalmente preenchidos por cimento calcítico do tipo dente de cão e *equant*.

Silte e marga vadosa encontram-se internamente aos *vugs*, indicando contaminação siliciclástica da rocha por processos pedogenéticos. As infiltrações de finos filmes de Mn, de cor preta, e de *brownish pedogenic calcite crust*, de cor castanho alaranjado, ocorrem ao redor dos poros (Figura 19).

Poros irregulares e vugulares, formados por processos de dissolução, representam porosidade secundária na rocha. Geralmente apresentam porosidade alta a muito alta.

A partir da análise de sequência diagenética, é possível estabelecer uma sequência de cimentação e de eventos de exposição subaérea. A Figura 16a, indica que houve a formação de um poro primário, sem origem definida, o qual foi alargado por dissolução (*vug*). Em seguida, houve a cimentação calcítica dente de cão, em ambiente freático, em um primeiro evento de cimentação. Posteriormente a rocha sofreu exposição subaérea, com a infiltração de silte vadoso. Por fim, houve um segundo evento de cimentação calcítica dente de cão (Figura 18a e b).

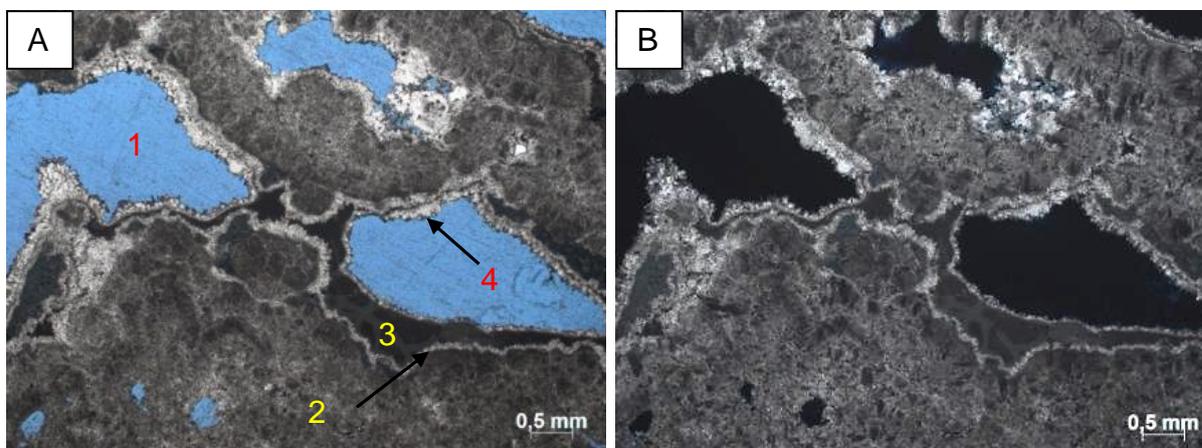


FIGURA 18: Fácies caliche. (a) Vug com infiltração de silte vadoso. Sequência diagenética: 1) poro; 2) cimento calcítico dente de cão; 3) infiltração de silte vadoso; 4) segunda geração de cimento calcítico dente de cão. P//. (b) PX.

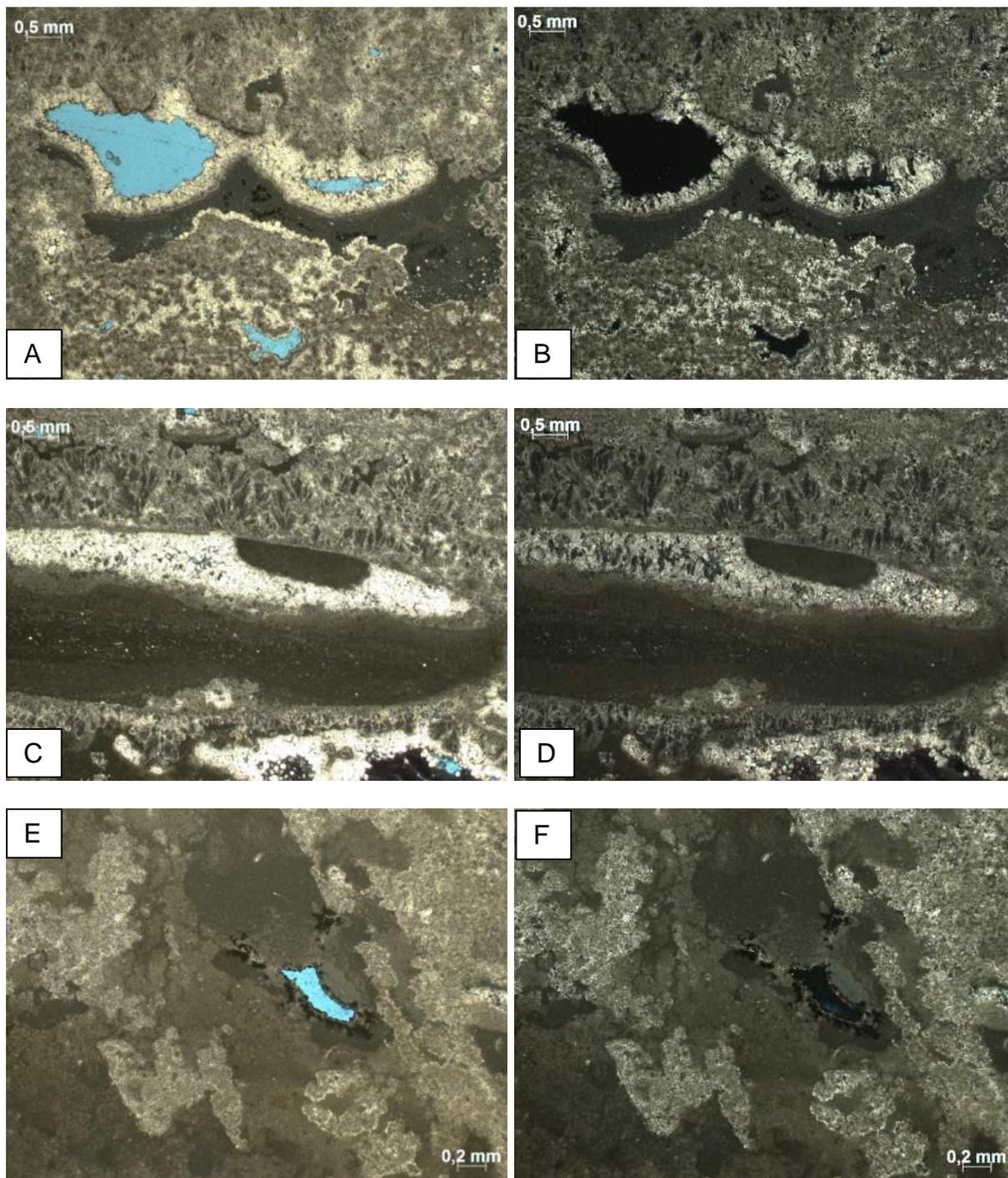


FIGURA 19: Fácies caliche. (a) Infiltração de silte vadoso e de filmes de Mn (cor preta). P//. (b) PX. (c) Poro possivelmente móldico com infiltração de silte/marga vadosa, e que posteriormente foi cimentado por calcita equant. P//. (d) PX. (e) Rocha com grande quantidade de silte/marga vadosa. Detalhe para a infiltração de filmes de Mn ao redor do poro. P//. (f) PX.

7.3 GEOQUÍMICA

7.3.1 Resultados químicos e mineralógicos

Foram selecionadas 22 (vinte e duas) amostras para análise química usando o método de FRX e 23 (vinte e três) amostras para análise mineralógica a partir de DRX. A seleção das amostras foi realizada considerando-se as diferenças faciológicas, com um intervalo aproximado de 1,5 m para cada amostragem.

As fácies descritas foram representadas em uma coluna estratigráfica (Figura 20) e, em seguida os gráficos obtidos pelos métodos de FRX, DRX e espectrometria de massas (Isótopos de C e O) foram correlacionados com a coluna do poço Çinkaya.

As análises químicas indicam variações significativas na concentração de SiO_2 , CaO e P.F. (perda ao fogo, indica a perda de voláteis em função do aquecimento da amostra). As curvas que representam as variações de CaO e P.F. apresentam tendências similares, onde a diminuição dessas concentrações coincidem com os níveis de caliche do perfil, enquanto que a tendência da curva de SiO_2 é complementar à curva de CaO, em que nos níveis de caliche há um enriquecimento de sílica (quartzo) relacionado com infiltrações de silte e marga vadosa (Figura 21).

As variações de MgO, Al_2O_3 e Fe_2O_3 também apresentam mudanças ao longo do perfil. Nos níveis de caliche há um aumento nas concentrações desses óxidos, devido a infiltrações de impurezas em ambiente vadoso.

Os resultados mineralógicos confirmam os dados químicos, sendo que as fácies carbonáticas são compostas essencialmente por calcita. As fácies caliche são identificadas pelo aumento de SiO_2 , representadas pela ocorrência de quartzo na rocha, além de maiores concentrações dos óxidos MgO, Al_2O_3 e Fe_2O_3 .

Comparando com o gráfico de dispersão dos componentes calcita e quartzo, os principais níveis de caliche também foram identificados pelo aparecimento de quartzo e pela diminuição de concentração de calcita. Os resultados mineralógicos confirmam as principais tendências de variações químicas ao longo do perfil (Figura 22).

Sendo assim, é possível afirmar que nos níveis carbonáticos das fácies junco, granular e micrítico apresentam maiores concentrações de CaO e apresentam altos valores de P.F. Os valores de P.F. demonstram altas quantidades de voláteis na

amostra, como CO_2 , H_2O e pode estar relacionado com a presença de matéria orgânica.

Testemunho Çinkaya

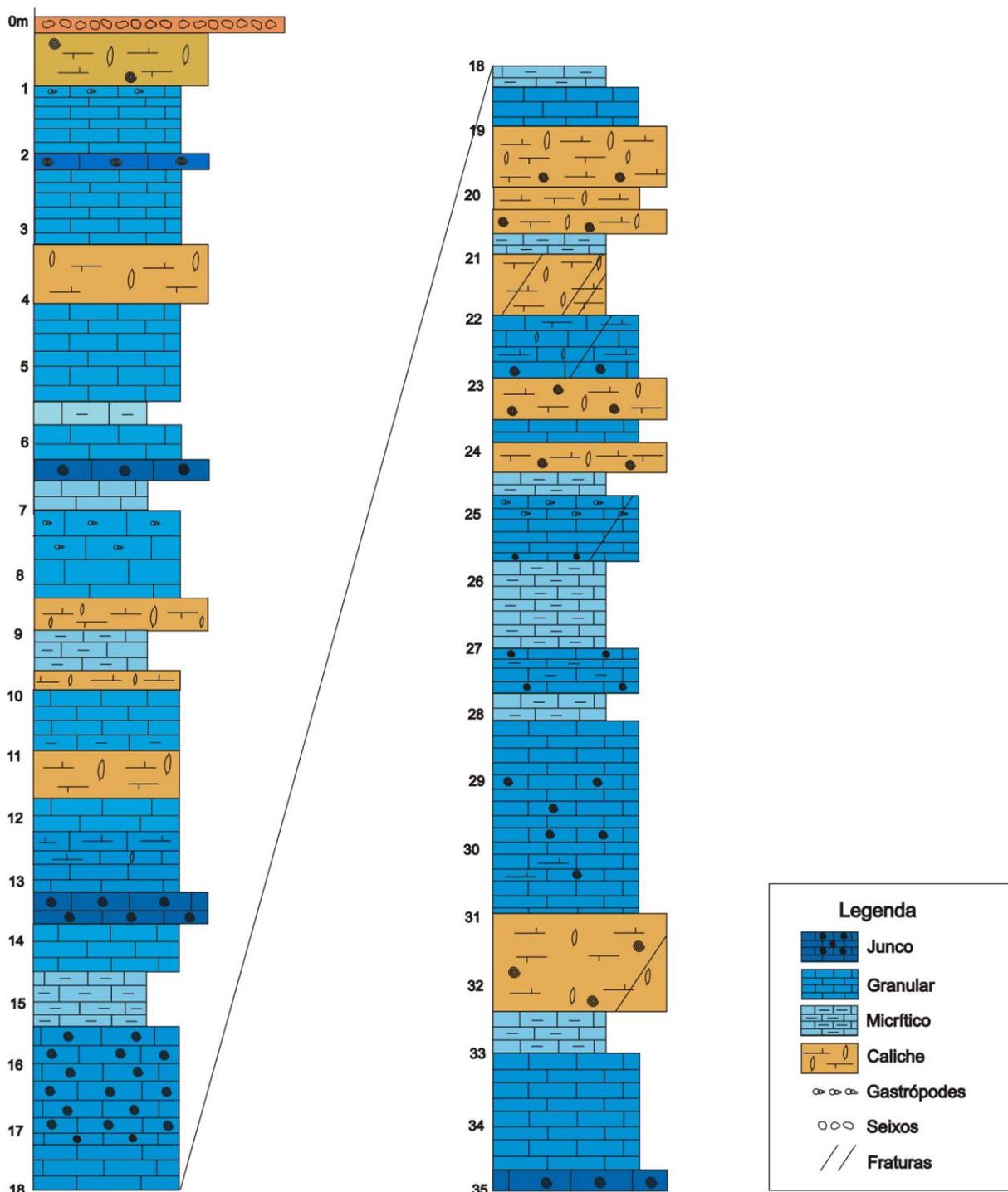


FIGURA 20: Coluna estratigráfica do poço Çinkaya.

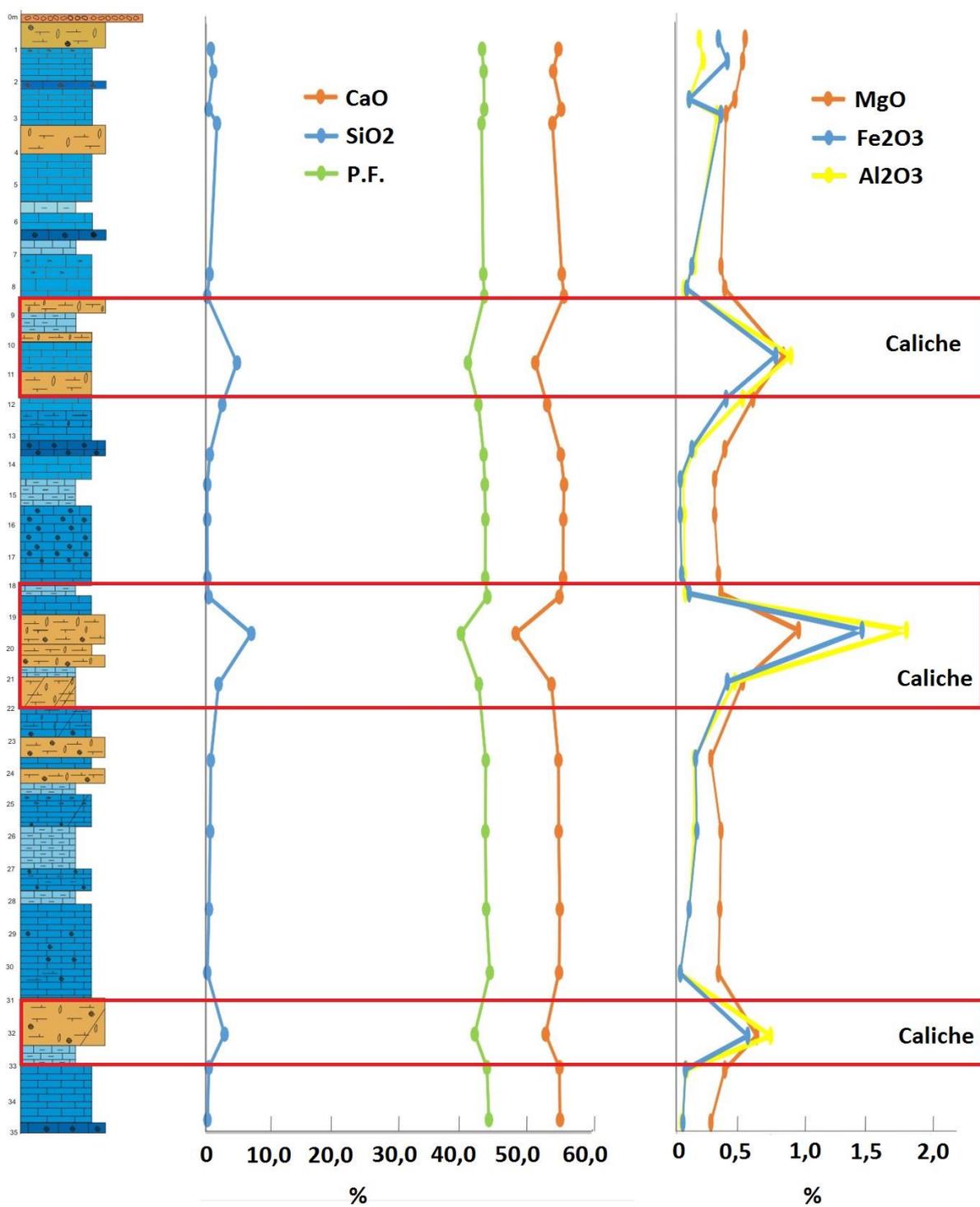


FIGURA 21: Químioestratigrafia do testemunho Çinkaya. Perfil estratigráfico do poço Çinkaya, com a correlação com os resultados químicos obtidos por FRX. Destaque para os níveis de caliche.

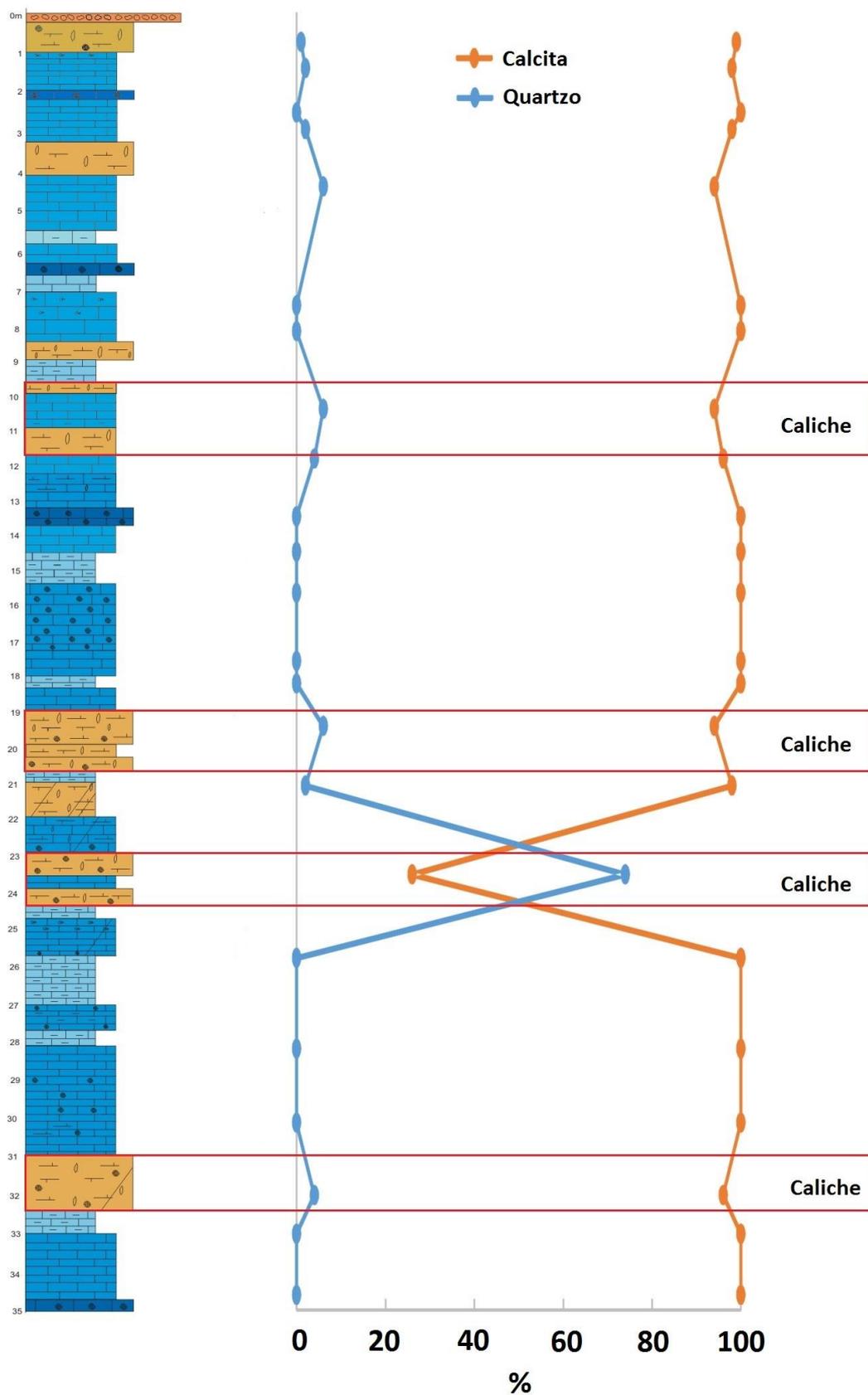


FIGURA 22: Químioestratigrafia do testemunho Çinkaya. Perfil estratigráfico do poço Çinkaya, com a correlação com os resultados mineralógicos obtidos por DRX. Destaque para os níveis de caliche.

7.3.2 Resultados isotópicos

As mesmas 23 (vinte e três) amostras analisadas pela técnica de DRX foram analisadas no espectrômetro de massa, obtendo-se as razões isotópicas de ^{18}O e ^{13}C . Esses resultados auxiliaram na identificação da origem do fluido formador dos carbonatos travertinos.

Variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-7,41 a -8,74‰ VPDB) indicam influências de fluido meteórico, enriquecido no isótopo leve (^{16}O). Dados isotópicos da água meteórica na região é $\delta^{18}\text{O}$ -9,5‰ VPDB (FÓRIZIS *et al.*, 2011). É possível inferir que o fluido apresenta temperaturas altas, pois os carbonatos precipitados em água morna incorporam mais o isótopo leve ao invés do pesado (RODRIGUES E FAUTH, 2013). Provavelmente a água meteórica infiltrou por meio de falhas normais e fraturas, aquecendo-se em função do grau geotérmico e sendo conduzida até a superfície por fontes hidrotermais, sendo considerado um fluido termometeogênico (Pentecost, 2005, citado por KELE *et al.*, 2008). A exposição dos travertinos a condições subaéreas, gerando níveis de caliche, pode corresponder a variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, tendendo a valores mais positivos (Figura 23).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de -1,3 a 0,71‰ VPDB, sendo que os valores negativos apresentam correspondência com níveis de fácies junco, onde a presença dessas estruturas indica um enriquecimento do isótopo leve, através de processos fotossintéticos, maior concentração de ^{12}C .

O fluido formador dos travertinos enriqueceu-se em cálcio e bicarbonato ao entrar em contato com os carbonatos e mármore, através de falhas e fraturas, os quais se encontram abaixo dos travertinos (rochas carbonáticas do Mesozóico, Formação Nappes Lycian e maciço Menderes). Possivelmente os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ relacionam-se com essas rochas fontes.

As razões isotópicas de ^{13}C para os carbonatos travertinos da Bacia de Denizli, Turquia, se enquadram no intervalo de -1 a +10‰ VPDB (ÖZKUL *et al.*, 2013), para carbonatos formado por fluidos quentes (travertinos) e não para tufas.

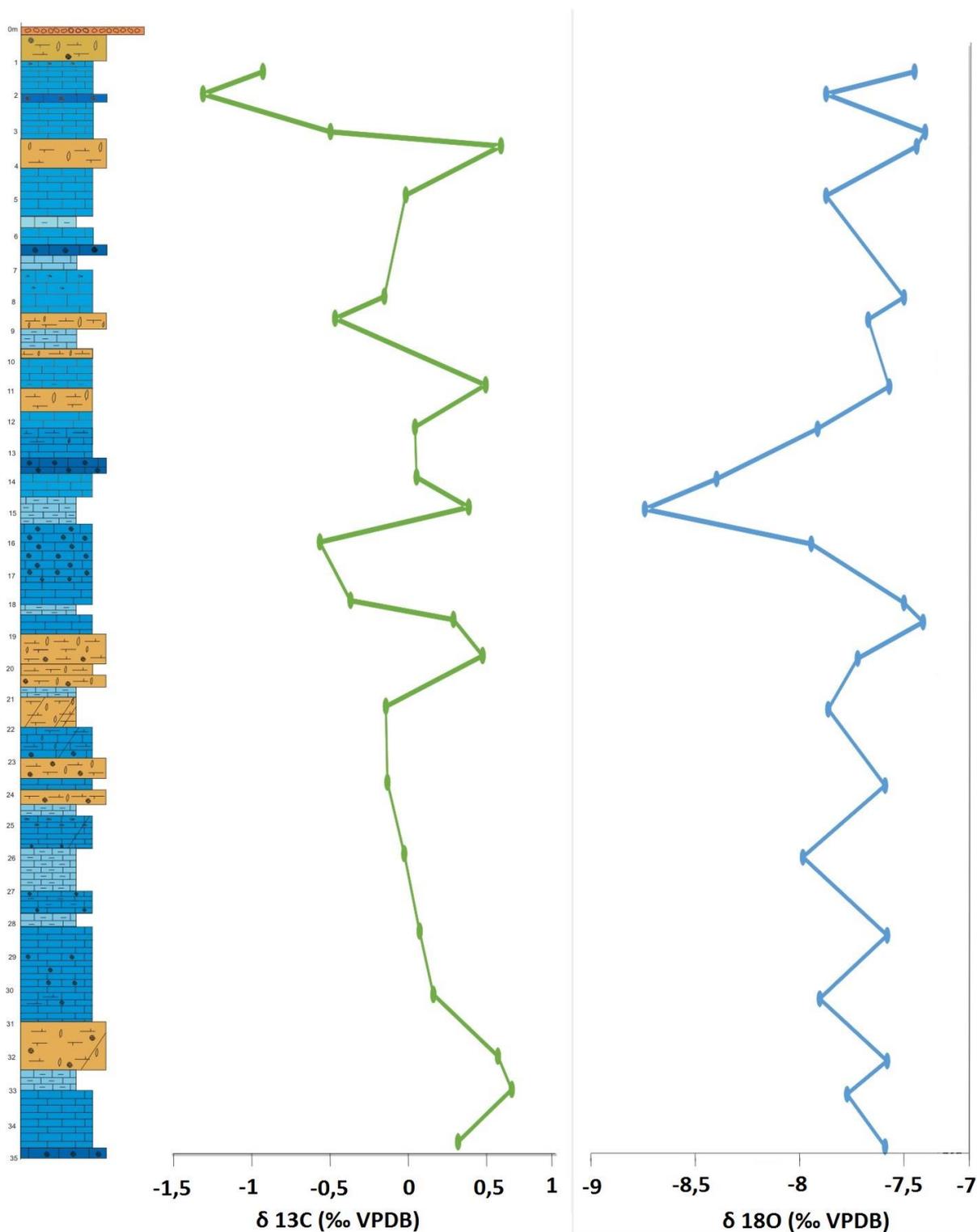


FIGURA 23: Perfil isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho Çinkaya.

8 CONCLUSÃO

A Bacia de Denizli apresenta depósitos de carbonatos relacionados com fluidos quentes (travertinos). A partir de descrições macroscópicas do testemunho do poço Çinkaya foram identificadas quatro litofácies: i) travertino granular; ii) junco travertino; iii) travertino micrítico e iv) caliche.

Os travertinos da Bacia de Denizli são constituídos essencialmente por calcita e, pontualmente, por quartzo, sendo que o aparecimento deste relaciona-se com infiltrações de silte vadoso em níveis de caliche. Sendo assim, os níveis de caliche foram identificados com o auxílio das técnicas analíticas de DRX e FRX.

Os resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ indicam que o fluido formador dos travertinos provém de água meteórica (-7,41 a -8,74‰ VPDB), a qual infiltrou-se por falhas e fraturas, aquecendo-se e retornando à superfície por fontes termais. Assim o fluido é considerado como termometeogênico (Pentecost, 2005, citado por KELE *et al.*, 2008). Os valores negativos de ^{13}C foram relacionados com os níveis de junco e com processos fotossintéticos, onde há o enriquecimento em isótopo leve. Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ dos travertinos da Bacia de Denizli (-1,3 a 0,71‰ VPDB) enquadram-se na faixa de valores propostos para travertinos, segundo Özkul *et al.* (2013).

No que diz respeito a interpretações de ambientes deposicionais, os estudos faciológicos indicam que os travertinos do poço Çinkaya foram depositados em ambiente do tipo depressão. Esse ambiente é caracterizado pela intercalação de níveis de *shrub* (sub-ambiente plano com *shrub*) com níveis de junco (sub-ambiente pântano). Considera-se que exista uma considerável distância do ambiente deposicional depressão da fonte hidrotermal, submetendo essas rochas a constantes exposições subaéreas, gerando níveis de caliche. As características faciológicas do ambiente depressão são compatíveis com as litofácies descritas no poço Çinkaya.

REFERÊNCIAS

- ALÇIÇEK, H.; VAROL, B.; ÖZKUL, M. Sedimentary facies, depositional environments and paleogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW Anatolia, Turkey. **Sedimentary Geology**, v. 202, p. 596-637, 2007.
- CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. **Sedimentary Geology**, v. 126, p. 57-74, 1999.
- FLUGEL, E. **Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application**. Berlin: Springer, 2004, 976p.
- FORD, T. D.; PEDLEY, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world. **Earth Science Reviews**, v. 41, p. 117-175, 1996.
- FÓRIZS, I.; KELE, S.; DEÁK, J.; GÖKGÖZ, A.; ÖZKUL, M.; BAYKARA, M. O.; ALÇIÇEK, M. C. Comparison of the isotope hydrogeological features of thermal and cold karstic waters in the Denizli Basin (Turkey) and Buda Thermal Karst (Hungary). **Central European Geology**, v. 54, n. 1-2, p. 115-119, 2011.
- FRANÇA, A. B.; BAHNIUK, A. M.; ERTHAL, M.; REIS NETO, J. M.; OSTE, J. T. F. Relatório parcial do Projeto Turquia, Poço Simersan, Bacia de Denizli. Relatório interno LAMIR – Petrobras, 174 p. 2014.
- GOMES, C. B.; FORMOSO, M. L. L.; TRESCASES, J. J.; DUTRA, C. V. **Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à Geologia**. São Paulo: Edgard Blücher LTDA, 1984, 218 p.
- GUO L.; RIDING R. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. **Sedimentology**, v. 45, p. 163-180, 1998.
- HOEFS, J. **Stable Isotope Geochemistry**. 6 ed. Berlin: Springer, 2009, 285 p.
- KELE, S.; DEMÉNY, A.; SIKLÓSY, Z.; NÉMETH, T.; TÓTH, M.; KOVÁCS, M. B. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: Depositional facies and non-equilibrium fractionation. **Sedimentary Geology**, v. 211, p. 53-72, 2008.
- KELE, S.; ÖZKUL, M.; FÓRIZS, I.; GÖKGÖZ, A.; BAYKARA, M. O.; ALÇIÇEK, M. C.; NÉMETH, T. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite water fractionation. **Sedimentary Geology**, v. 238, p. 191-212, 2011.
- ÖZKUL, M.; VAROL, B.; ALÇIÇEK, M. C. Depositional environments and petrography of Denizli travertines. **Mineral Res. Expl. Bul.**, v. 125, p. 13-29, 2002.
- ÖZKUL, M.; KELE, S.; GÖKGÖZ, A.; SHEN, C.; JONES, B.; BAYKARA, M. O.; FÓRIZS, I.; NÉMETH, T.; CHANG, Y.; ALÇIÇEK, M. C. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. **Sedimentary Geology**, v. 294, p. 179-204, 2013.

RODRIGUES, G. B.; FAUTH, G. Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. **Terrae Didática**, v. 9, p. 34-49, 2013.

SCHOLLE, P. A., ULMER-SCHOLLE, D. S. **A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir, n. 77, 474 p., 2003.

TERRA, G. J. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAUTH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; da SILVA, N. G. C.; JUNIOR, P. A. M.; D'AVILA, R. S. F.; de SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; dos ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. R. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2009.

WESTAWAY, R. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. **Journal of Structural Geology**, v. 15, n. 1, p. 37-53, 1993.