

MINERALOGIA DE FRAGMENTOS DE TARTARUGA FÓSSIL DO IGARAPÉ DIABINHO, FEIJÓ, ACRE*

Maria do Perpetuo Socorro Progene Vilhena^{1**}

Marcondes Lima da Costa²

¹Então, 2015, em regime de Pós-doutor da CAPES (PNPD – CAPES do edital NR 002/2013) junto ao PPGG/UFPA

²Então professor do PPGG/UFPA, hoje professor titular voluntário do mesmo; marcondeslc@gmail.com

**Relatório técnico de pesquisa na qualidade pós-doutor junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA), sob supervisão do segundo autor prof. Dr. Marcondes Lima da Costa em amostras coletadas por ele durante as pesquisas de campo financiadas pelo CNPQ (SelenMerAs, Proc. 476874-1; Geosedintama, Proc. 471109/2003-7 e Ageopam Proc. 471949/2006-0) sob sua coordenação. Mesmo atrasado na divulgação em quase uma década, acredita-se que este trabalho seja ainda de real importância para as ciências geológicas tanto no Acre, como além de suas fronteiras. O conteúdo publicado é aquele do relatório apresentado em julho de 2015 a CAPES e PPGG/UFPA. Parte dele foi publicado em Vilhena & Costa (2015).*

**Autor para correspondência

ABSTRACT

The fossilized remains of the Diabinho turtle are unequivocally composed of hydroxyapatite or carbonate-hydroxyapatite minerals inherited partly from the original bones and partially recrystallized during the period of burial within the clayey carbonate sandstones of the Solimões Formation. Furthermore, significant amounts of calcite, gypsum, barite, siderite, and pyrite were discovered in the surrounding sediments and filled and replaced the structure of the bones. This demonstrates that the turtle's fossilized bones underwent diagenetic alteration, which is the same process that affected the

surrounding sediments. The iron oxyhydroxides discovered were formed when the skeleton was exposed to surface weather conditions, leaving no room for doubt about the authenticity of these findings.

INTRODUÇÃO

As formas mais antigas de tartarugas marinhas e de água doce estão representadas pelo grupo dos Testudines e provêm de depósitos do Triássico Superior da Alemanha, Suíça, Argentina e Tailândia (Gaffney, 1990; Rougier et al., 1995; Oliveira e Ronano, 2007). No grupo da Casichelydia (Pleurodira + Cryptodira), os registros mais antigos datam do Jurássico Superior e a diversificação máxima observada ocorreu durante o Cretáceo Superior (Gaffney & Kitching, 1994).

No Brasil, os registros mais antigos de fósseis de tartarugas datam do Cretáceo Inferior da Bacia do Araripe (Beurlen & Barreto, 1968; Oliveira & Kellner, 2005; Fielding et al., 2005). No Cenozóico foram observados os primeiros registros dos gêneros *Podocnemis* e *Chelus* (Cadena Rueda et al., 2006). Recentemente, novos achados aumentaram o número de espécies de tartarugas fósseis conhecidas no grupo do Brasil, principalmente em relação à Pleurodira, em especial *Pelomedusoides* (Oliveira e Ronano, 2007).

Dentre as unidades litoestratigráficas fossilíferas (com tartarugas) conhecidas destacam-se as do Cretáceo Superior, “*Podocnemis*” *brasiliensis* da Formação Adamantina, Bacia Bauru (Price, 1953) e, do Neógeno, as espécies *Cryptodira* e *Pleurodira*, da Formação Solimões, Bacia Amazonas (Oliveira e Ronano, 2007).

O Estado do Acre é conhecido pela abundância em fósseis de vertebrados, aquáticos com exemplares muito bem preservados. Os ossos de animais constituem importantes testemunhos para rastrear mudanças diagenéticas ao longo do tempo geológico.

A importância dos ossos fósseis foi demonstrada nos últimos anos como uma fonte valiosa de informações para o entendimento dos processos deposicionais e pós-deposicionais (Karkanas et al., 2000; Thompson et al., 2009). Os ossos são constituídos por fases orgânicas, inorgânicas e água. Quando um organismo morre, os ossos perdem gradualmente seus componentes orgânicos carnosos e cartilagens. Os ossos, cascos, carapaças etc. podem permanecer expostos ao longo de um período, sujeitos à ação do intemperismo físico e químico, que sofrem mudanças diagenéticas nas suas constituições (Trueman, 1999). A fase mineral é composta de carbonato fluorapatita mineral

semelhante à hidroxiapatita $[Ca_{10}(PO_4)_6(OH)_2]$, contendo até 7% em peso de carbonato (Wopenka e Pasteris, 2005).

A diagênese modifica a composição químico-mineralógica e a estrutura dos ossos por meio da dissolução ou precipitação e, a captação de íons adsorção, difusão, e/ou hidrólise, até a recristalização mineral (Person et al., 1995). As alterações na fase mineral dos ossos fósseis podem fornecer informações úteis sobre os processos aos quais os sedimentos encaixantes, foram submetidos em épocas pós-deposicionais.

Um exemplo excelente destes processos é apresentado por um exemplar de um pequeno quelônio fóssil encontrado ao lado de um outro gigante pelo segundo autor no Igarapé Diabinho, no município de Feijó, Acre, em sedimentos miocênicos a pós-miocênicos da Formação Solimões.

Os fósseis de vertebrados representam uma importante abertura para a descoberta da evolução dos primeiros vertebrados e outros táxons, além da distribuição palaeobiogeográfica e paleobiológica. As composições isotópicas da bioapatita, de invertebrados, contêm uma riqueza de informações e evidenciam-se como um arquivo valioso para a reconstrução do passado climático e mudanças ambientais (Koch, 2007; Tütken, 2014).

Diante das possibilidades de contribuir com novas informações sobre as condições geoquímicas tafonômicas e processos de fossilização, bem como as condições paleoclimáticas e paleoambientais do entorno onde o fóssil da tartaruga foi encontrado. Esta pesquisa tem como objetivo avaliar a alteração diagenética da composição do isótopo oxigênio no grupo do PO_4 da bioapatita da carapaça da tartaruga utilizando a fase mineral autigênica, tais como siderita ($FeCO_3$), barita ($BaSO_4$), gipsita etc. comumente da formação de incrustações em torno do fóssil da tartaruga, analisadas por DRX, FRX, MEV e FTIR para caracterização das fases diagenética.

A utilização da concentração de elementos químicos e os isótopos estáveis ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ e $\delta^{18}O$) para a reconstrução de paleoambientes é ferramenta importante para inferir relações do Mioceno na cadeia e, será de grande importância para complementação da pesquisa.

Características da área

O Igarapé Diabinho é afluente pela margem direita do rio Envira, no município de Feijó. A principal via de acesso para área estudada é a BR 364, que atravessa o Estado, por exemplo unindo Rio Branco (capital do Acre) a Cruzeiro do Sul (no extremo noroeste

do estado (Figura 1). O Diabinho tem em geral vale encaixado nos sedimentos da Formação Solimões, os quais são ricos em fragmentos de vertebrados fósseis bem como em troncos vegetais fósseis. O Igarapé Diabinho, no período chuvoso, eleva assustadoramente o seu nível de água, adquirindo alto potencial erosional, erodindo suas margens, e expondo de vez em quando registros dos referidos fósseis na vazante (Costa et.al., 2003).

A Formação Solimões está representada principalmente por rochas sedimentares argilosas, com concreções carbonáticas gipsíferas, ocasionalmente, com material carbonizado contendo pirita e grande acúmulo de fósseis vertebrados e invertebrados. A ocorrência de veios de gipsita e material carbonático indicam a presença de clima semi-árido, depositados em ambiente continental de água doce (Latrubesse & Ramonell, 1994, Passos, 2000; Machado et al., 2012). Ocorrem ainda, siltitos, calcários sílticos argilosos, arenitos ferruginosos e conglomerados polimíticos (Radambrasil, 1976). Essa unidade geológica foi depositada em resposta aos movimentos tectônicos Quéchuá, que soergueram a cordilheira andina ocasionando, assim, uma inversão na rede de drenagem, criando um ambiente tipicamente fluvial representado por leques aluviais (Latrubesse et al., 1994). Nesse ambiente, houve a formação de grande lagos e pântanos, e a ocorrência de uma fauna diversa de vertebrados, de idade Miocênica Superior-Pleistocênica (Latrubesse et al., 1995, 2007; Machado et al., 2012).

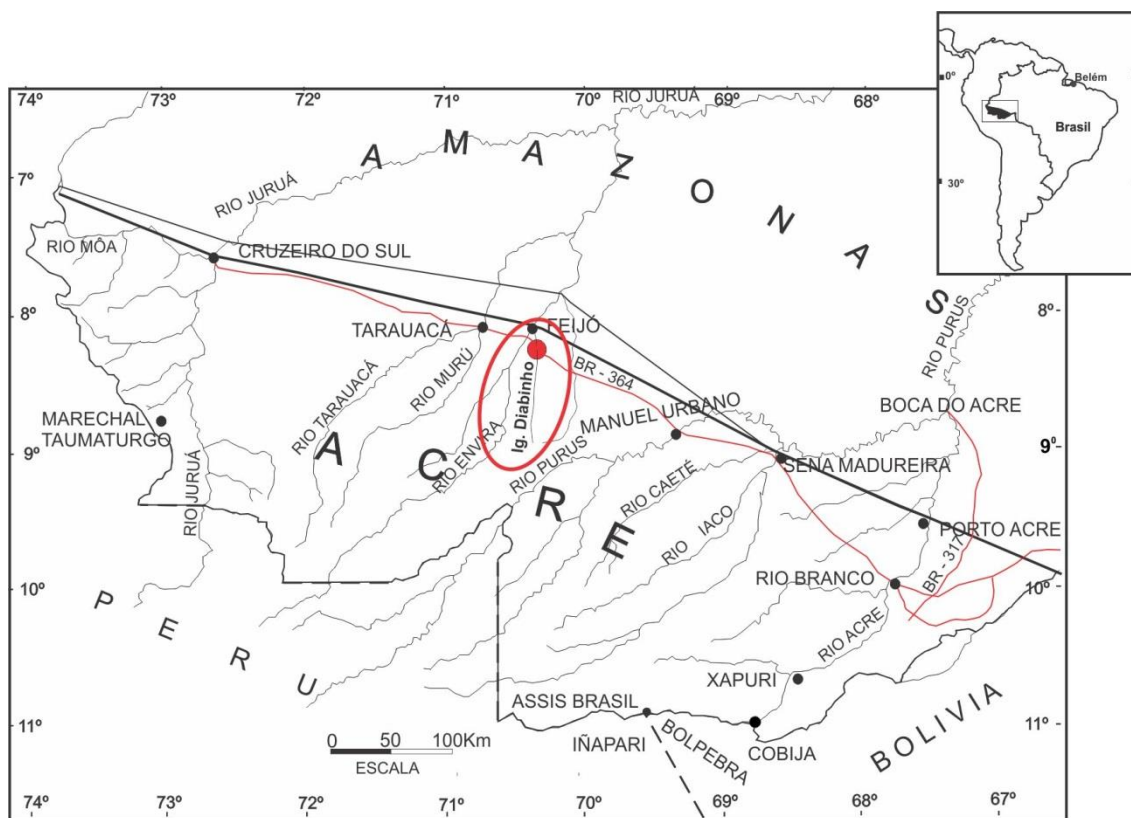


Figura 1 – Mapa de localização da área de estudos (círculo em vermelho), próximo à cidade de Feijó, Acre, onde foi coletado o material da tartaruga fóssil pelo prof. Marcondes Lima da Costa.

MATERIAIS E MÉTODOS

A peça de quelônio fóssil do igarapé Diabinho foi coletada pelo Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa no barranco da margem direita, que estava naturalmente muito fraturada, e assim antes da subtração, foi fotografada, os fragmentos numerados e então subtraídos para que em laboratório fosse possível reconstituí-la. Também não foi totalmente possível, pois os fragmentos originais, ao se desidratarem, tornaram-se ainda mais frágeis e se fragmentaram em muitos outros menores. Desta forma só foi possível uma reconstituição parcial (Figura 2). A partir deste corpo parcialmente reconstituído foram selecionadas as amostras de fósseis para análises deste trabalho.

As amostras foram secas a temperatura ambiente, uma alíquota selecionada para análises por microscopia ótica (lâmina delgada), e outra pulverizada para as determinações mineralógicas e químicas. Além da microscopia ótica empregou-se a

difração de raios-X (DRX) e microscopia eletrônica com espectrometria de energia dispersiva de raios-X para a caracterização mineralógica.

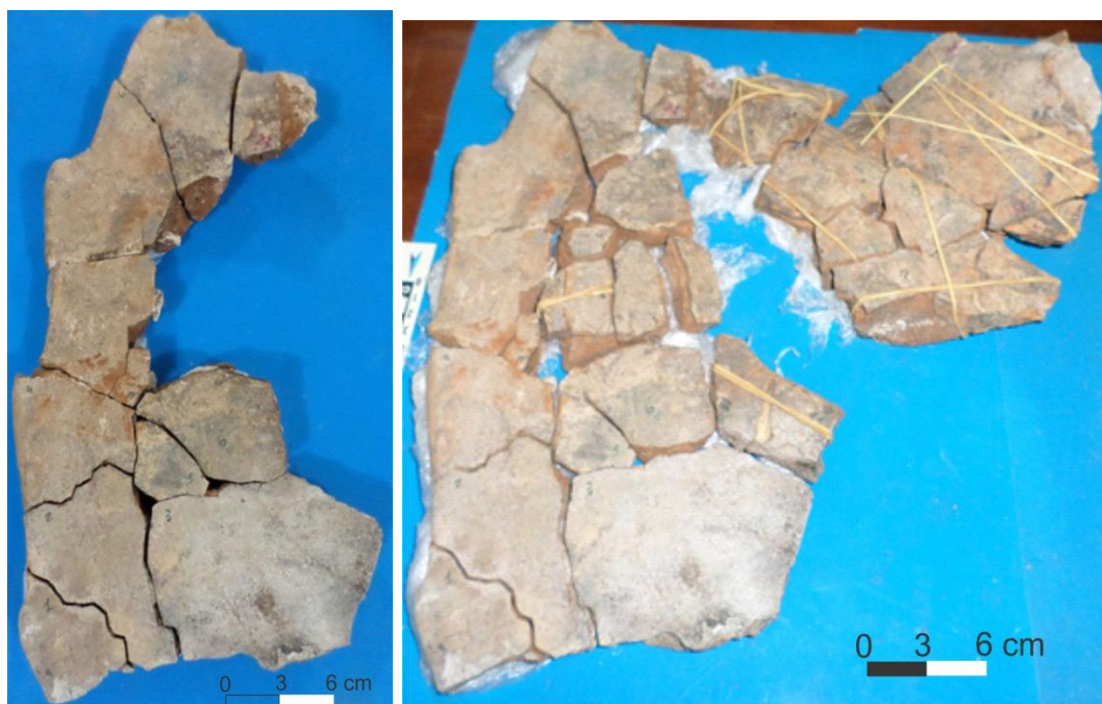


Figura 2- Fragmentos do fóssil da tartaruga do Igarapé Diabinho, parcialmente reconstituídos.

Microscopia óptica

As amostras de fragmentos ósseos da tartaruga foram agregadas com resina araldite da série 750 e endurecedor da série HY951 para confecção de lâminas delgadas. Para a identificação das fases mineralógicas, empregou-se um microscópio Zeiss Axiolab POL, 450910, com luz refletida, ocular de 2,5x, 10x, 20x e 50x do laboratório de Gemologia do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPa).

Análises mineralógicas por DRX

A mineralogia das frações totais foi determinada tanto nos sedimentos de margens como nos fragmentos do fóssil por difração de raios-X, os quais foram realizados no laboratório no Instituto de Geociências e no laboratório LaMiga da UFPa. As análises

por DRX foram conduzidas com difratômetro Bruker, modelo D2 Phaser, equipado com ânodo de cobre ($\lambda_{\text{Cu K}\alpha} = 1.54184 \text{ \AA}$), gerador de tensão e corrente de 30 kV e 10 mA (300 W), e detector do tipo Lynxeye. Os difratogramas de amostras totais foram obtidos com leitura de 2θ no intervalo de 5° a 75° . As análises foram realizadas com passo de 0,02022 (2θ) e tempo de passo de 0,200 s. Os dados foram interpretados com o auxílio dos softwares EVA e X' Pert High Score do Laboratório de Caracterização Mineral.

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As determinações mineralógicas foram complementadas por análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV), controlado por software, obtendo-se imagens para observações micromorfológicas e texturais e análises químicas semiquantitativas através de um sistema de espectrometria de dispersão de raios-X, modelo TM 3000 HITACHI (SED SwiftED3000). Esse procedimento analítico foi executado no laboratório LaMiga-UFPA, nas amostras de fragmentos do fóssil da tartaruga.

Espectroscopia na região do infravermelho (IV)

As amostras de fóssil foram submetidas à espectroscopia na região do infravermelho (IV). As pastilhas confeccionadas com uma mistura de 0,13 mg de amostra pulverizada e 200mg de brometo de potássio (KBr) foram prensadas a vácuo e posteriormente analisadas por espectroscopia de infravermelho com transformada de Fourier (FTIR) quando se empregou o espectrofotômetro VERTEX-70, BRUKER. O registro espectral foi obtido na região de 4000 cm^{-1} a 400 cm^{-1} .

Análises químicas

A caracterização multielementar foi escolhida nesta pesquisa como ferramenta para identificar modificações ocorridas nos sedimentos e nos fragmentos fóssil. As amostras do fóssil e os sedimentos pulverizados foram enviados para laboratório comercial (Acme Analytical Laboratories, no Canadá) para serem submetidas às análises químicas totais dos elementos maiores e traços por Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma de Acoplamento Induzido (ICP-MS). As análises (elementos maiores e traços) serão realizadas com fusão alcalina, com metaborato/tetraborato de lítio, seguidas por solubilização ácida.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Caracterização mineralógica

A caracterização mineralógica por DRX em amostra total dos sedimentos aderidos aos fragmentos do fóssil da tartaruga revelou uma assembleia constituída de: quartzo, esmectita, albita, muscovita, caulinita, calcita e illita (Figura 3). Quartzo e esmectita são os minerais dominantes, seguido de calcita e os menos frequentes estão representados pela caulinita, albita e illita.

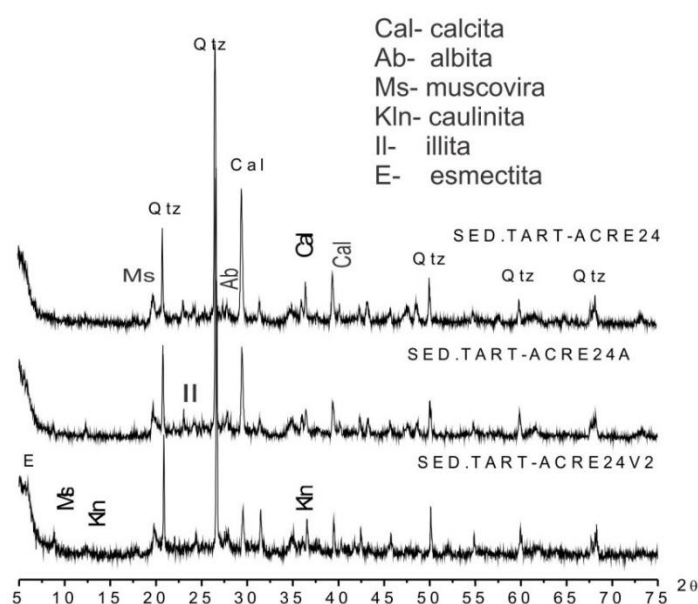


Figura 3- Difratomogramas de raios-X em amostras de sedimentos aderidos nos fragmentos do fóssil de tartaruga do Igarapé Diabinho.

Ocorrência mineral

Os fósseis do quelônio (tartaruga) são constituídos principalmente de hidroxiapatita, calcita, além barita e pirita (Figura 4). Gipsita, siderita e óxidos e hidróxidos de ferro também foram identificados. O mais comum é a hidroxiapatita e carbonato-hidroxiapatita (Figura 5). A recristalização é comum em todo casco e visível sob a luz polarizada. Pequenas quantidades de carbonato de cálcio, que constitui o casco foram encontrados por terem sido substituídos por pirita.

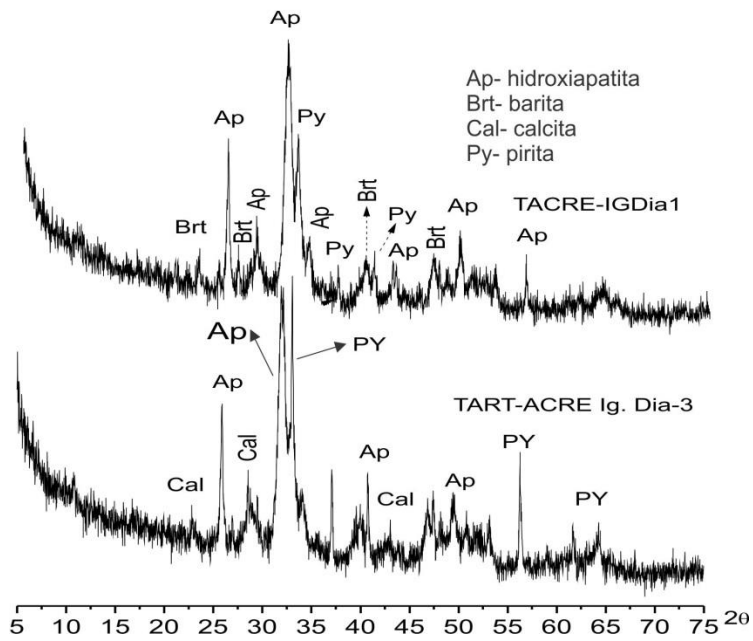


Figura 4: Difratomogramas de raios-X em amostras de fóssil de tartaruga em que se identifica hidroxiapatita (AP), barita (Brt), calcita (Cal) e pirita (Py).

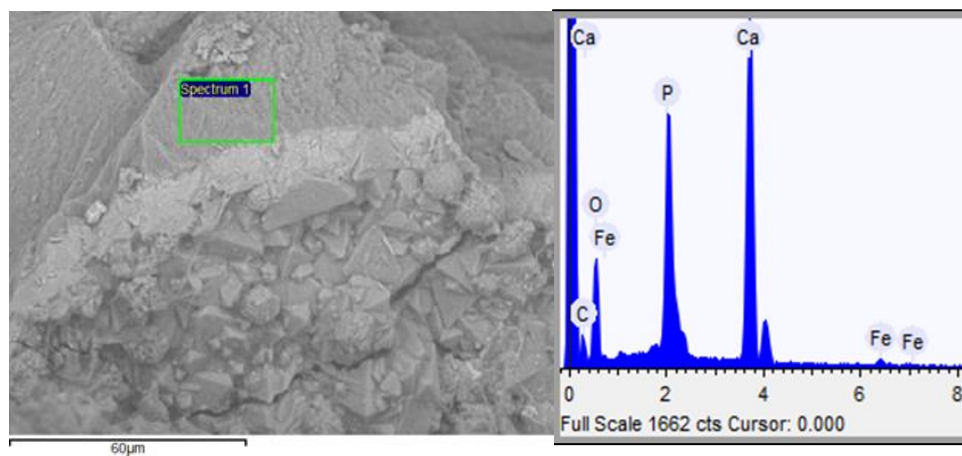


Figura 5: Imagem de MEV e respectiva análise de SED, mostrando abundância de carbonato-hidroxiapatita.

A pirita é o segundo mineral mais comum depois da calcita. Ocorre preenchendo espaços vazios de tamanhos variados, como cimento ou como grãos isolados, formando cristais euédricos e subeuédricos, em aglomerados framboidais, fissuras ou mesmo em superfícies inteiras dos fragmentos do casco de tartaruga (Figura 6A). As formas framboidais de pirita e os cimentos de calcita foram frequentemente encontrados em estreita associação.

Os oxi-hidróxidos de ferro e gipsita não foram identificados por DRX nas amostras investigadas, no entanto, em microscopia de luz refletida observou-se a presença desses minerais numa fissura juntamente com a pirita. A hematita foi encontrada mais comumente em vazios dividindo espaços com a pirita, ou seja, em um lado ainda preservado como pirita, mas, o outro lado oxidado a hematita. A gipsita só foi identificada por microscopia eletrônica de varredura-MEV (Figura 6B).

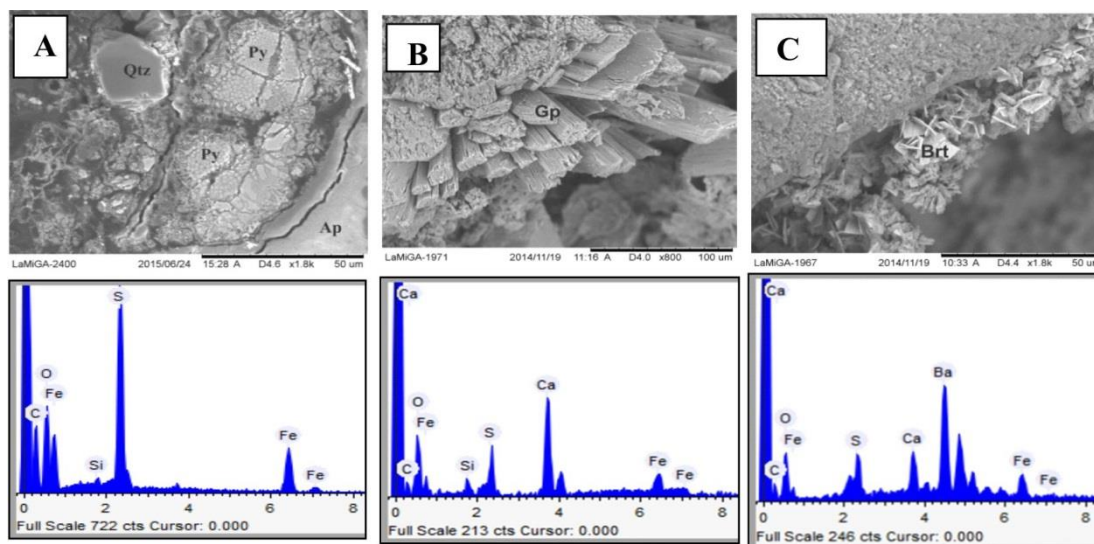


Figura 6- (A) Imagem de MEV e respectiva análise de SED de minerais interpretados como antigênicos (pirita) em cavidades de osso fóssil; (B) Imagem de MEV e respectiva análise química de SED de cristais de gipso e (C) Imagem de MEV e respectiva análise de SED de cristais de barita em agregados placosos formando rosetas, como se fossem pseudomorfos de gipso.

A barita foi identificada tanto por DRX (Figura 4) quanto com o auxílio do MEV/EDX (Figura 6C). O mineral é frequente e, se apresenta em aglomerados de cristais

prismáticos subeuédricos ocupando cavidades. Ocorre também em cristais tabulares ou laminares, isoladas ou como rosetas.

A siderita é relativamente abundante como cimento e foi identificada apenas por EDS, considerando a identificação de Fe e C. A carbonato-hidroxiapatita constitui o arcabouço primário do tecido ósseo, enquanto a calcita, gipsita e siderita, e óxi-hidróxidos de Fe preenchem os espaços originais dos tecidos, bem como novos espaços originados pela dissolução dos componentes orgânicos e da própria apatita original, por ocasião do soterramento e interação com os sedimentos encaixantes, o que se equivaleria a uma diagênese (Figura 6A).

A pirita parece refletir um novo momento, interpretado como reflexo de domínio redutor, da mesma forma como a siderita. A siderita confere um tom marrom escuro aos fragmentos. Por outro lado, os oxi-hidróxidos de Fe demonstraram a influência das condições subsuperficiais quando o esqueleto foi exposto às intempéries.

O quartzo não foi identificado por DRX em nenhuma das amostras do fóssil. O quartzo identificado nas amostras com auxílio de MEV/EDS (Figura 6A) resulta de sedimentos preenchendo os vazios. Os grãos de sedimentos concentrados nos vazios mais exteriores variam em tamanhos, desde argila a areia.

A ocorrência de calcita, pirita, barita e a siderita indicaram ambiente de condições ligeiramente alcalinas, com pH 7-8 (Monge et al., 2014). O potencial redox do meio ambiente onde o fóssil foi enterrado parece ter sido ligeiramente variável. Enquanto siderite precipita a $E_h = -0,1$ mV, para calcita e a pirita a precipitação é mais comum em $E_h = -0,3$ mV (Krumbein e Garrels, 1952). Todos os minerais presumivelmente foram precipitados sob condições anóxicas. Alguns minerais, especialmente os sulfetos, provavelmente foram submetidos à oxidação posterior, mais comumente a partir de pirita e hematita. Infelizmente, a presença da barita não permite confirmar as condições geoquímicas durante a sua formação. A barita é um mineral comum, com ampla distribuição (Figura 7).

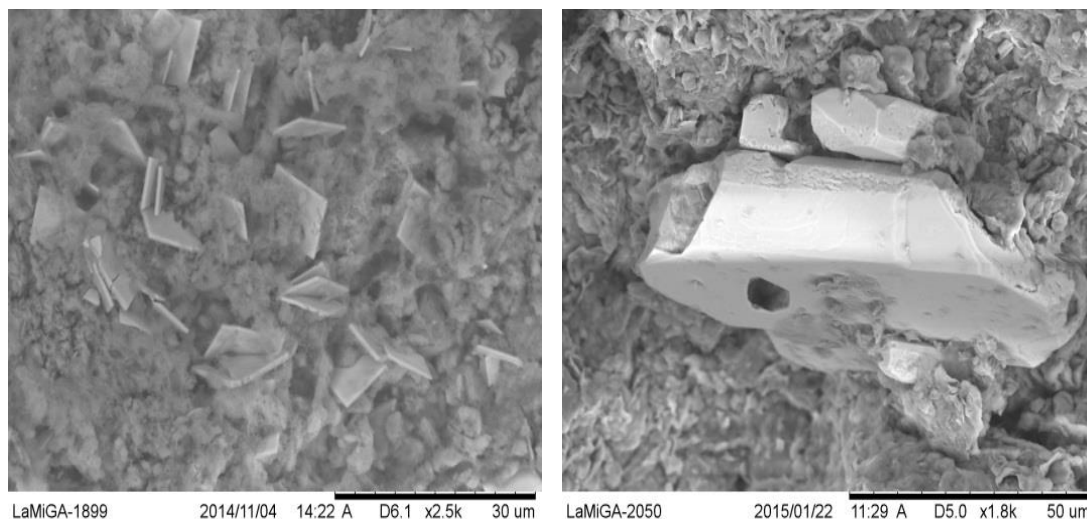


Figura 7- Imagem de MEV de barita mostrando suas formas e distribuição no fóssil

A formação da pirita também é controlada pela disponibilidade de enxofre (Canfield et al., 1992; Raiswell and Berner, 1985) e pelas condições de Eh/pH causadas pela decomposição da matéria orgânica (Canfield and Raiswell, 1991; Krumbein e Garrels, 1952; Pfretzschner, 1998). A hematita e outros óxidos de ferro presentes nas amostras são principalmente produtos intempéricos da pirita (Barker et al., 1997).

A precipitação simultânea da calcita e da hematita (Holz e Schultz, 1998) só é possível sob condições oxidantes (Krumbein e Garrels, 1952) e não foi observada no presente estudo. Muito mais comum no registro fóssil é a precipitação quase simultânea de pirita e calcita (Krumbein e Garrels, 1952), e a oxidação da pirita depois de hematita.

A distribuição uniforme dos grãos de quartzo ao longo das cavidades ósseas do fóssil da tartaruga provavelmente indica um longo transporte e a desintegração mais forte do osso antes da sedimentação. A consistente distribuição dos grãos pode também ser o resultado das correntes mais fortes da água dos sedimentos nos ossos do fóssil (Wings, 2004). O preenchimento de sedimentos nas pequenas rachaduras superficiais dos ossos da tartaruga pode ter ocorrido no início da diagênese quando os sedimentos ainda eram móvel suficiente para penetrar nestes espaços (Wings, 2004). Os enchimentos dos minerais, por outro lado, são os mesmos em fissuras e vazios, e provavelmente preenchido nas cavidades mais tarde na diagênese.

As análises de FTIR permitiram complementar os resultados de DRX e auxiliar na identificação das fases fosfatadas (Figura 8). As principais bandas de absorção dos

espectros de FTIR apresentaram uma relativa homogeneidade e alguns grupos funcionais associados, como fosfatos e carbonatos estão sempre presentes (Figura 8). Esses grupos também indicaram a presença do carbonato apatita na banda de absorção em 1.426 cm^{-1} .

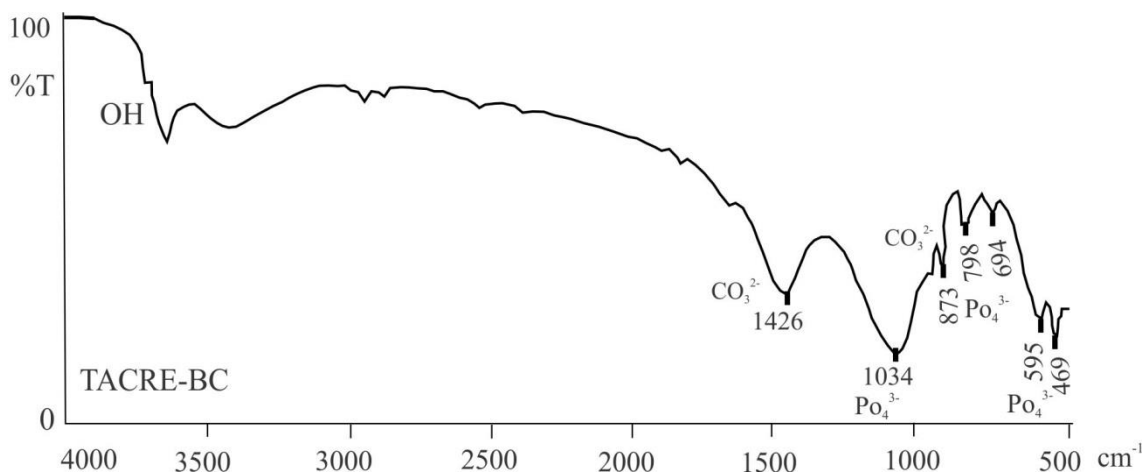


Figura 8- Espectro de FTIR de fragmentos de ossos da tartaruga fóssil do Igarapé Diabinho.

CONCLUSÕES

Os fragmentos ossos fósseis da tartaruga do Diabinho são constituídos de hidroxiapatita ou ainda carbonato-hidroapatita, minerais em parte herdados dos ossos originais e parcialmente recristalizados durante o período de soterramento dentro dos arenitos carbonáticos argilosos da Formação Solimões. Além desses minerais foram encontrados em forma significativa calcita, gipsita, barita, siderita e pirita, que são minerais em parte dos sedimentos encaixantes e que preenchem e substituem estrutura dos ossos. Esses minerais demonstram que os ossos fósseis da tartaruga sofreram alteração diagenética, a mesma que atingiu os sedimentos encaixantes. Os oxi-hidróxidos de ferro encontrados devem por outro ter sido formado quando da exposição do esqueleto às condições superficiais de intempéries.

Agradecimentos

À CAPES pela concessão da bolsa de pós-doutorado ao primeiro autor, e ao CNPQ pelos projetos de pesquisa apoiados muitos anos antes (SelenMerAs, Proc. 476874-1; Geosedintama, Proc. 471109/2003-7 e Ageopam Proc. 471949/2006-0), que permitiram

a coleta das amostras e análises em parte, e também pela concessão de bolsa de produtividade em pesquisa e taxa de bancada ao segundo autor.

REFERÊNCIAS

Barker, M.J., Clarke, J.B., Martill, D.M., 1997. Mesozoic reptile bones as diagenetic windows. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 535-545.

Beurlen, K.; Barreto, A. 1968. Notícia sobre uma tartaruga fóssil da região do Araripe. SUDENE, Divisão de Geologia, Recife. *Boletim de Estudos*, 4:27-37.

Cadena Rueda, E.; Paramo, M.; Gaona, T.; Torres, V.; Jaramillo, C. 2006. Podocnemididae and Chelidae turtles from the early Miocene, Middle Magdalena Valley, Colômbia: the oldest record of Podocnemis and Chelus in South America. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26(3): 47A.

Canfield, D.E., Raiswell, R., 1991. Pyrite formation and fossil preservation. In: Briggs, D.E.G. (Ed.), *Taphonomy*. Plenum, New York, pp. 337-387.

Canfield, D.E., Raiswell, R., Bottrell, S., 1992. The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *Am. J. Sci.* 292, 659-683.

Costa, M.L., Almeida, H.D.F., Rego, J.A. R., Jesus, I.M., Sá, G.C., Brabo, E.S., Santos, E.O., Angélica, R.S. 2003. Aspectos Físico-Químicos e Considerações Geoquímicas sobre as Águas Fluviais do Acre. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém. *Anais. Belém, SBGQ*. p.322-324.

Fielding, S. Martill, D.M., Naish, D. 2005. Solnhofen-style soft-tissue preservation in new species of turtle from the Crato Formation (Early Cretaceous, Aptian) of North-east Brazil. *Palaeobiology*, 48:1301-1310.

Gaffney, E.S. 1990. The comparative osteology of the Triassic turtle *Proganochelys*. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 194:1-263.

Gaffney, E.S., Kitching, J.W., 1994. The most ancient African turtle. *Nature*, 369:55-58. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 194:1-263.

Holz, M., Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the south Brazilian Triassic herpetofauna; fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia* 31, 335-345.

Karkanias, P., Bar-Yosef, O., Goldberg, P., Weiner, S. 2000. Diagenesis in Prehistoric Caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. *J. Archaeol. Sci.* 27, 915-929.

Koch, P.L. 2007. Isotopic study of the biology of modern and fossil vertebrates, In: Minchener, R., Lajtha, K. (Eds.), *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science*, 2nd edition, pp. 99-154 (Oxford 2007).

Krumbein, W.C., Garrels, R.M., 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.* 60, 1-33.

Miranda, E.E., Coutinho, A.C. 2004. Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite. Disponível em: <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em: 1 mar. 2005.

Monge, G., Carretero M.I., Pozo, M., Cecilio, B. 2014. Mineralogical changes in fossil bone from Cueva del Angel, Spain: *Journal of Archaeological Science* 46, 6-15.

Oliveira, G.R. & Kellner, A.W.A., 2005. Note on a plastron (Testudines, Pleurodira) from the Lower Cretaceous Crato Member, Santana Formation, Brazil. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(3):523-528.

Oliveira, G.R., Romano, P.S.R., 2007. Histórico dos achados de tartarugas fósseis do Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro 65 (1) 113-133.

Price, I.L., 1953. Os Quelônios da Formação Bauru, Cretáceo terrestre do Brasil meridional. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral/ Divisão de Geologia e Mineralogia, 34p. (Boletim 147).

Raiswell, R., Berner, R.A., 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *Am. J. Sci.* 285, 710-724.

Rougier, G.W., De La Fuente, M.S., Arcucci, A.B. 1995. Late Triassic turtles from South America. *Science*, 268:855-858.

Thompson, T.J.U., Gauthier, M., Islam, M., 2009. The application of a new method of fourier transform infrared spectroscopy to the analysis of burned bone. *J. Archaeol. Sci.* 36, 910-914.

Trueman, C.N. & Benton, M.J., 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology* 25, 263-266.

Tütken, T., Vennemann, T.W., Janz, H., Heizmann, E.P.J. 2006. Palaeoenvironment and palaeoclimate of the Middle Miocene Lake in the Steinheim basin, SW Germany: A reconstruction from C, O, and Sr isotopes of fossil remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 457-491.

Vilhena, M.P.P., Costa, M.L. 2015. Minerais Diagenéticos Identificados em Fragmentos Fósseis de Quelônio no Igarapé Diabinho, Acre, Anais do XIV SIMP. GEOL. AMAZÔNIA, p.284-287.

Wings, O., 2004. Authigenic minerals in fossil bones from the Mesozoic of England: poor correlation with depositional environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 204, 15-32.

Wopenka, B. & Pasteris, J.D., 2005. A mineralogical perspective on the apatite in bone. *Mater. Sci. Eng.* 25, 131-143 worked bones in sedimentary settings. *Geology* 25, 263-266.