

04 - SILICIFICAÇÃO PERMIANA DA BACIA DO PARNAÍBA: EXISTE CORRELAÇÃO COM PERMIAN CHERT EVENT (PCE)?

<http://gmga.com.br/04-silificacao-permiana-da-bacia-do-parnaiba-existe-correlacao-com-permian-chert-event-pce/>



10.31419/ISSN.2594-942X.v52018i3a4LSA

Luiz Saturnino de Andrade* & Afonso César Rodrigues Nogueira¹

¹Grupo de análise de Bacias sedimentares da Amazônia, Universidade Federal do Pará. E-mails: geoandrade.sl@gmail.com; afonsonogueir@gmail.com.

ABSTRACT

Facies analysis, depositional systems and petrographic microtextures related to contiguous abiogenic silicification as; full filling of cracks and fenestras, and especially rectilinear orientation or grid-work fabrics made in the lower part of the Pedra de Fogo Formation, constitute strong evidence of the non-relationship between Pedra de Fogo Silicification and Permian Chert Event.

Keywords: Pedra de Fogo Formation, chalcedony, chert.

INTRODUÇÃO

O *Permian Chert Event* (PCE) constitui um evento incomum de acumulação de *chert* biogênico, principalmente espículas de esponjas e radiolários, ao longo de toda margem noroeste do Pangeia (Murchey & Jones, 1992). Sua duração foi de aproximadamente 30 Ma (Beauchamp & Baud, 2002). Seu início se deu por volta do Artinskiano-Kunguriano, com expansão durante o Wordiano-Capitaniano, prevalecendo até o Changsingiano, quando houve uma abrupta interrupção (Racki, 1999). A ausência de depósitos de *chert* por 8 a 10 Ma antes do início do Triássico, conhecida como “*Chert Gap*”, foi substituída por expressiva deposição de folhelhos negros ricos em carbonatos (Kakuwa, 1996 Kozur, 1998).

No Brasil, especificamente na Bacia do Parnaíba, a Formação Pedra de Fogo (FPF) constitui um

importante registro Cisuraliano (Cisneros *et al.*, 2015), e é caracterizada por expressiva silicificação em toda sua extensão, com abundantes e variadas camadas de *cherts* (Plummer, 1946; Faria Jr., 1979). Além disso, a FPF abriga um dos mais belos e bem preservados conteúdos de madeiras silicificadas permiana (Conceição *et al.*, 2016; Iannuzzi *et al.*, 2018). Até o momento, nenhum dos trabalhos realizados nessa unidade tem feito qualquer referência relacionando sua intensa silicificação ao PCE. Nesse contexto, por meio de relações estratigráficas, bem como microtexturas dos *cherts* Pedra de Fogo, este trabalho analisa as possibilidades de correlação entre o Evento de Silicificação Pedra de Fogo (ESPF) e o *Permian Chert Event* (PCE). Foram estudadas duas exposições da parte inferior da FPF, expostas em cortes das rodovias MA-034 e PI-112, municípios de Coelho Neto (MA) e União (PI), respectivamente, borda leste da Bacia do Parnaíba (Fig. 1). A sucessão estudada consiste de depósitos predominantemente pelíticos com laminação ondulada a maciço, de coloração vermelha a laranja, por vezes mosqueados, intercalados com níveis de *chert* nodular e maciços que marcam a base da sucessão.

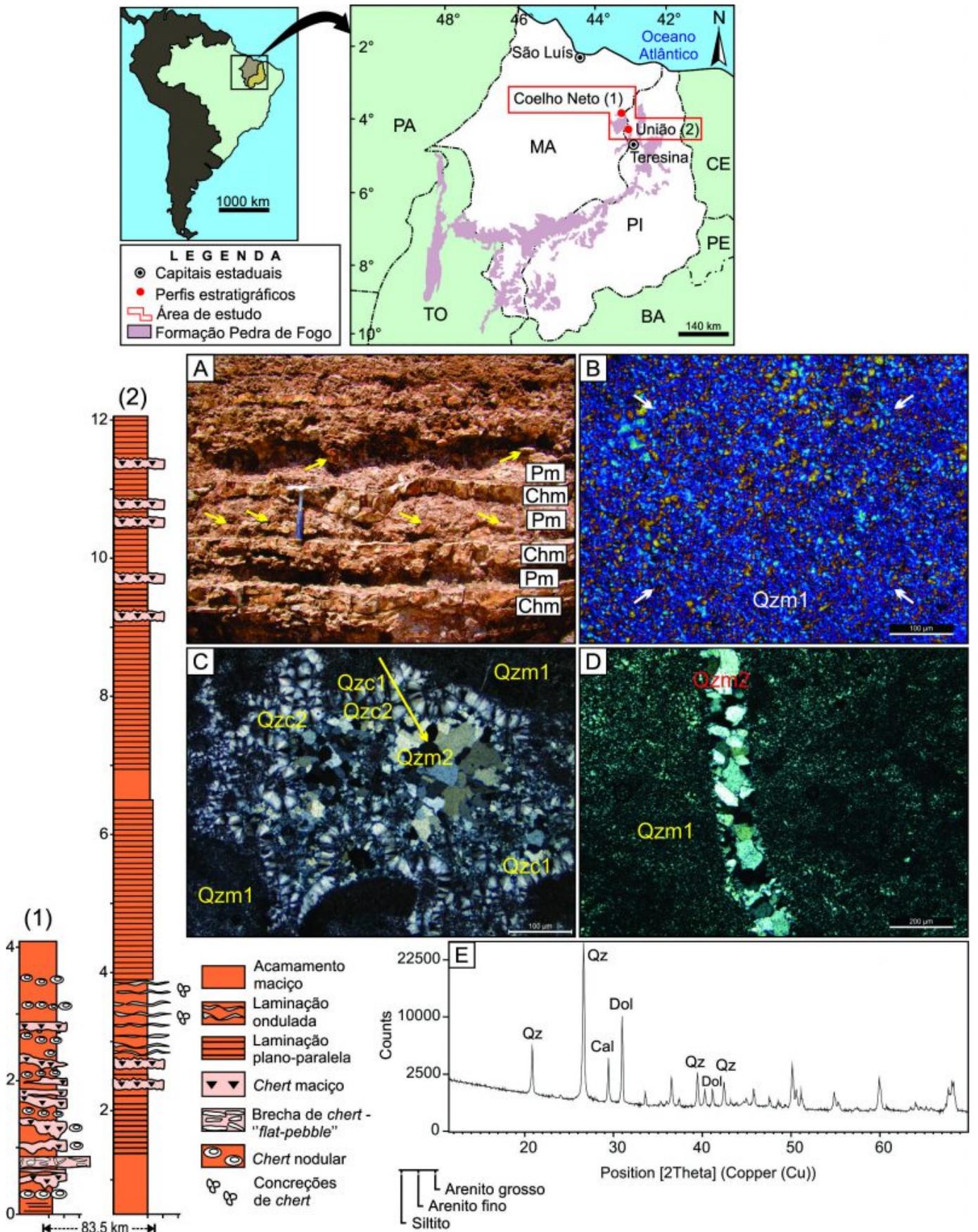


Figura 1. Microtexturas do chert Pedra de Fogo. A) Intercalação entre pelito maciço (Pm) e níveis de

cherts maciço (Chm) e nodulares (setas). B) Microquartzo (Qzm1) sob polarizadores cruzados com placa de gipso inserida mostrando a típica textura gridwork. As setas indicam os sentidos dos alinhamentos do microquartzo. C) Cavidade (vug) preenchida com “clássica” sequência de preenchimento: calcedônia overlays (Qzc1), esferulitos de calcedônia (Qzc2) e mosaico de megaquartzo (Qzm2). D) Fratura preenchida com megaquartzo (Qzm2). E) Difratoograma de raios-X de nódulo de chert mostrando o acentuado pico principal do quartzo (Qz), indicativo de alto índice de cristalinidade, além da ocorrência de calcita (Cal) e dolomita (Dol).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Parnaíba, localizada na porção norte-nordeste ocidental do Brasil, estende-se sobre os estados do Maranhão, Piauí, e parte dos estados do Pará, Tocantins, Ceará e Bahia, cobrindo uma área de aproximadamente 600.000 km², com cerca de 3.5 km de rochas sedimentares no seu depocentro (Góes & Feijó, 1994). O preenchimento litoestratigráfico da Bacia do Parnaíba é subdividido por Vaz *et al.* (2007) em cinco sequências deposicionais denominadas: siluriana, mesodevoniana-eocarbonífera, neocarbonífera-eotriássica, jurássica e cretácea. A Formação Pedra de Fogo, objeto deste estudo, está inserida na sequência neocarbonífera-eotriássica, registrada pela deposição do Grupo Balsas. O Grupo é constituído da base para o topo pelas formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba, e representa o início da continentalização na Bacia do Parnaíba, com progressiva desertificação e deslocamento de seu depocentro para sua parte central (Vaz *et al.*, 2007).

MATERIAIS E MÉTODOS

A análise de fácies seguiu a proposta de Walker (1992) e Dalrymple (2010). A descrição e associação de fácies foi auxiliada por perfis colunares, que permitiram a identificação do paleoambiente deposicional.

A coleta sistemática de amostras foi feita com base na subdivisão faciológica, principalmente para a confecção de seções delgadas. Essas amostras possibilitaram a confecção de vinte lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da UFPA.

A análise das amostras foi feita no Laboratório de Difratoimetria de Raios-X da UFPA, utilizando-se difratômetro X^{PERT} Pro PANanalytical.

Petrografia

Os padrões de difratometria de raios-X dos níveis maciços e nodulares de *chert* da FPF indicam que sua composição é basicamente quartzo, com carbonatos subordinados. Os carbonatos não foram passíveis de identificação em lâmina delgada, que consistiu unicamente na diferenciação das microtexturas da sílica. A forma mais comum de quartzo nos *cherts* é microquartzo (<20 µm de tamanho, mas quartzo fibroso,

incluindo quartzina (*length-low*), também está presente. Megaquartzo (> 20 µm de tamanho) e quartzo *microflamboyant* ocorrem como componentes secundários. As nomenclaturas utilizadas estão de acordo com Folk & Pittman (1971).

- *Quartzo microcristalino* é o principal componente nos *cherts*. Constitui um mosaico de microcristais com tamanho individual dos cristais menor que 10 µm. Alguns domínios mostram um padrão de extinção retilíneo ou *grid-work fabrics*, conforme Schubel & Simonson (1990) (Fig. 1B). A observação sob ampliação deixa claro que o padrão de grade é mostrado pela agregação interligada de minúsculos esferulitos de calcedônia *length-slow*.

- *Calcedônia* são frequentes em todos os níveis estudados, principalmente os nodulares. A calcedônia aparece principalmente como agregados de esferulitos. Os esferulitos apresentam tamanhos variados, desde ? 10 µm até 180 µm de diâmetros. As fibras exibem sinal ópticos positivos, indicando que são *length-low*, na qual, é de longe o tipo mais comum nos *cherts* estudados. Sob polarizadores cruzados a extinção fibro-radial é facilmente identificada. A orientação das fibras produz uma “cruz” de extinção radial, nitidamente definidas quando o plano da seção passa pelo centro do esferulito. Os esferulitos de calcedônia ocorrem principalmente preenchendo a parte periférica de pretéritos *vugs*, e grada para o centro onde predomina mosaico de megaquartzo (Fig. 1C).

- *Mosaico de megaquartzo* constitui-se de cristais inequigranulares, anhedrais, com tamanhos individuais dos cristais entre 30 µm e 240 µm. Os cristais de megaquartzo preenchem fundamentalmente o centro de pretéritas cavidades (Fig. 1C). Preenchem também fraturas (Fig. 1D). Tanto no preenchimento das cavidades, quanto das fraturas, o tamanho dos cristais de megaquartzo tende a aumentar progressivamente da borda para o centro (Fig. 1C, D). A extinção é geralmente uniforme, mas extinção irregular ou ondulante pode ocorrer, especialmente onde o mosaico de megaquartzo mescla com variedades de calcedônia.

- *Calcedônia overlays* - ocorre como franjas que preenchem as paredes de cavidades e *vugs* (Fig. 1C). Este tipo de textura de calcedônia envelopa esferulitos e mosaico de megaquartzo. As franjas têm cerca 50 µm de largura. Possui caráter fibroso, com extinção semi-radial. As fibras são orientadas aproximadamente perpendiculares as bordas das cavidades.

DISCUSSÕES

O PCE constituiu um episódio anormal de acumulação e preservação de *chert* de origem biogênica (Murchev & Jones, 1992). De acordo com Beauchamp & Baud (2002), o término da glaciação gondwanica no limite Sakmariiano-Artinskiano com conseqüente derretimento da extensa capa de gelo que cobria toda a parte sul daquele continente, desencadeou uma mudança vigorosa no padrão de inundação em escala global, e início da generalizada preservação de sílica biogênica (PCE). Conforme os mesmos autores, o derretimento sazonal do gelo no mar do Norte alterou o padrão de circulação termohalina, provocando influxos de águas profundas, frias, densas e hipersalinas do grande oceano Pantalassa. Este fenômeno teria deslocado nutrientes como fósforo, ferro, nitrogênio, etc, além de águas ricas em sílica que ascenderam em zonas de ressurgência ao longo de toda a margem noroeste do Pangeia, bem como para o sul através da força de Coriolis. Isto levou a uma substituição de águas quentes e ricas

em organismos secretores de carbonato de cálcio, por águas frias, pobres em CaCO_3 , e com abundante suprimento de sílica biogênica, propiciando grande acumulação e preservação de *chert*.

A associação de fácies com predominância de sedimentação pelítica, ausência de estruturas de maré e fauna estenohalina, além da correlação estratigráfica com outras exposições semelhantes, foi possível determinar esses depósitos como parte de um sistema lacustre (Feth, 1964; Picard & High, 1972; Talbot & Allen, 1996; Gierlowski-Kordesch & Kelts 2000). Esta interpretação é compatível com resultados de trabalhos recentes feitos na FPF (Andrade *et al.*, 2014; Cisneros *et al.*, 2015; Araújo *et al.*, 2016; Conceição *et al.*, 2016).

A análise por difratometria de raios-X mostra que os *cherts* são compostos quase inteiramente por quartzo com alto índice de cristalinidade, além resquícios de carbonatos associados (Fig. 1E). Todas as texturas encontradas na análise petrográfica dos níveis nodulares e maciços dos *cherts*, exceto *calcedônia overlays*, podem ser relacionadas a substituição de carbonatos e evaporitos (Wilson, 1966; Folk & Pittman, 1971; Siedlecka 1972; Jacka 1974; Hesse, 1989; Knauth, 1994; Milliken 1979; Knauth 1979). Embora esta relação direta de algumas texturas em *cherts* como evidências de substituição de carbonatos/evaporitos tenha sido contestada por alguns por Kastner (1980) e Keene (1983), a associação com ambiente deposicional lacustre feita nesse estudo, bem como a conhecida ocorrência de carbonatos e evaporitos na FPF (Faria, 1979; Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980), sustentam esta interpretação. Além disso, outras evidências petrográficas como preenchimento parcial e/ou total de gretas e fenestras, e principalmente orientação retilínea ou grade de microcristais de quartzo (*grid-work fabrics*) (Schubel & Simonson, 1990), são sugestivas de “sílica lacustrina”, formada a partir de processos inorgânicos (Eugster, 1967, 1969, 1980; Hay, 1968; Schubel & Simonson, 1990). A falta de evidências para origem biogênica do ESPF, aliada a microtexturas relacionadas a silicificação geogênica, além da determinação de ambiente lacustre para os depósitos estudados, constituem fortes parâmetros da não-relação entre os eventos o ESPF e o PCE. O ESPF, difere do PCE por constituir um episódio de silicificação continental, enquanto este último, é relacionado a silicificação marinha biogênica.

CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste estudo permitem as seguintes conclusões:

1. Os depósitos da porção estudada da FPF foram gerados em ambiente lacustre restritamente continental, sem qualquer evidência de influência marinha;
2. Não ocorrem vestígios de silicificação biogênica;
3. A presença de microtexturas relacionadas a substituição de carbonatos e evaporitos, como *calcedônia fibrosa* (*length-low* - quartzina), aliada ao preenchimento de gretas e fenestras, e principalmente a microtextura do tipo *grid-work*, são evidências de silicificação geogênica;
4. O ESPF, diferente do PCE, constitui um episódio de silicificação exclusivamente continental.

Agradecimentos

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará (UFPA) e a Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelos apoios recebidos e suporte à pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Andrade L.S., Nogueira, A.C.R., Silva Junior, J.B.C. 2014. Evolução de um Sistema Lacustre Árido Permiano, parte Superior da Formação Pedra de Fogo, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba. *Geologia USP. Série Científica*, 14(4):?3-60.
- Araújo R.N., Nogueira, A.C.R., Bandeira, J., Angélica, R.S. 2016. Shallow lacustrine system of the Permian Pedra de Fogo Formation, Western Gondwana, Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 67:57-70.
- Beauchamp B. & Baud, A. 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184:37-63.
- Cisneros J.C., Marsicano, C., Angielczyk, K.D., Smith, R.M.H., Richter, M., Fröbisch, J., Kammerer, C.F., Sadleir, R.W., 2015. New Permian fauna from tropical Gondwana. *Nature Commun.* 6:8676.
- Conceição D.M., Andrade, L.S., Cisneros, J.C., Iannuzzi, R., Pereira, A.A., Machado, F.C., 2016. New petrified forest in Maranhão, Permian (Cisuralian) of the Parnaíba Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 70:308-323.
- Dalrymple, R.W. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis, and facies models. In: James. N.P. & Dalrymple R.W. (eds.) *Facies Models 4*. Geol. Ass. Canada, p.3-18.
- Eugster H. P., 1967, Hydrous sodium silicate from Lake Magadi, Kenya: precursors of bedded chert: *Science*, 157: 1 177-1180.
- Eugster 1969, Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22:1-31.
- Eugster, 1980, Lake Magadi, Kenya, and its precursors, in Nissenbaum, A., ed., *Hypersaline Brines and Evaporative Environments*: Amsterdam, Elsevier, p. 195-232.
- Faria Jr., L.E.C. 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológica, Universidade Federal do Pará, 57 p.
- Feth H. (1964) Review and annotated bibliography of ancient lake deposits (Precambrian to Pleistocene) in the Western States. *Bull. U.S. geol. Surv.*, 1080-119.
- Folk R.L. & Pittman, J.S. 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites.

Journal of Sedimentary Petrology, 41(4):1045-1058.

Gierlowski-Kordesch E.H. & Kelts, K.R. 2000. Lake Basins Through Space and Time. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, U.S.A. 46, p.638.

Góes A.M.O. & Feijó, F.J. 1994. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, Boletim de Geociências, 8(1):57-67.

Hay R. L., 1966, Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks: G.S.A. Spec. Paper No. 85, N.Y., 130 p.

Hesse R. 1989. Silica Diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. Earth-Science Reviews, 26:253-284.

Iannuzzi R., Neregato R., CISNEROS J.C., Angielczyk K.D., Röbller R., Rohn R., Marsicano C., Fröbisch J., Fairchild T., Smith R.M.H., Kurzawe F., Rilchter M., Langer M.C., Tavares T.M.V., Kammerer C.F., Conceição D.M., Pardo J.D., Roesler G.A. 2018. Re-evaluation of the Permian macrofossils from the Parnaíba Basin: biostratigraphic, palaeoenvironmental and palaeogeographical implications, In; Daly M.C., Fuck R.A., Julià J., Macdonald D.I.M., Watts A.B. (eds) Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 472.
<https://doi.org/10.1144/SP472.14>.

Jacka A.D., 1974. Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization. J. Sediment. Petrol., 44:421-427.

Kakuwa Y., 1996. Permian-Triassic mass extinction event recorded in bedded chert sequences in southwest Japan. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 121:35-51.

Kastner M., 1980. Length-slow chalcedony: the end of the new testament. Trans. Am. Geophys. Union, 61: 399.

Keene J.B., 1983. Chalcedonic quartz and occurrence of quartzine (length-slow chalcedony) in pelagic sediments. Sedimentology, 30:449-454.

Kiehl J.T. & Shields, C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. Geology, 33(9):757-760.

Knauth L.P. 1979. Origin of chert in limestone. Geology, 7:274-277.

Knauth L.P. 1994. Petrogenesis of chert. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 29(1):233-258.

Kozur H.W., 1998a. Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and the possible causes for the biotic crises around this boundary. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 143:227-272.

Milliken K.L. 1979. The silicified evaporite syndrome-two aspects of Silicification history of former evaporite nodules from southern kentucky and northern tennessee. J. Sediment. Petrol., 49(1):0245-0256.

Murchev B.L. & Jones, D.L. 1992. A mid-Permian chert event: widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 96:161-174.

Picard M.D. & High L.R. Jr (1972) Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J.K. Rigby and W.K. Hamblin), pp. 108-145. *Spec. Publ. Soc. eCOjj. Paleont. Mirler.*, 16, Tulsa. 4.10.1.

Plummer F.B. 1946. Report on Maranhão-Piauí Geosynclines. PETROBRÁS, DIREX/RENOR, Belém, Relatório 1M, 83 p.

Racki G., 1999. Silica-secreting biota and mass extinctions: survival patterns and processes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 154:107-132.

Schubel K.A. & Simonson, B.M. 1990. Petrography and diagenesis of cherts from Lake Magadi, Kenya. *J Sediment Petrol*, 60:761-776.

Siedlecka A., 1972. Length-slow chalcedony and relicts of sulphates--evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. *J. Sediment. Petrol.*, 42:812-816.

Talbot M. R. & Allen, P. A., 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (editor). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd edition. Blackwell Science, Oxford, pp. 83-124.

Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James. N.P. (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Ass. Canada, p.1-14.

Wilson R.C.L., 1966. Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England. *J. Sediment. Petrol.*, 36:1036-1049.

Vaz P.T., Resende, N.G.A.M., Wanderley Filho, J.R., Travassos W.A. 2007. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, *Boletim de Geociências*, 15(2):253-263.



[10.31419/ISSN.2594-942X.v52018i3a4LSA](https://doi.org/10.31419/ISSN.2594-942X.v52018i3a4LSA)