

**A ATUAÇÃO DA NEOTECTÔNICA EM AMBIENTES SEDIMENTARES:
EXEMPLOS DA COSTA LESTE NO NORDESTE DO BRASIL**

**THE PERFORMANCE OF NEOTECTONICS IN SEDIMENTARY
ENVIRONMENTS: EXAMPLES OF THE EAST COAST IN NORTHEAST
BRAZIL**

Carlos César Uchoa Lima¹

RESUMO: Os depósitos sedimentares registram estruturas originadas a partir de eventos sísmicos, denominadas de sismitos. Entretanto, é necessário cuidado na interpretação, já que em alguns ambientes ocorrem deposições súbitas e inversão de densidade entre as camadas. Este trabalho descreve as principais características dos ambientes sedimentares propícios ao registro de sismitos, exemplificando com estruturas observadas em campo, nos sedimentos da Formação Barreiras e depósitos pleistocênicos, na costa leste do nordeste do Brasil. Dentre os principais sismitos identificados da costa sul do Estado da Bahia, até o litoral de Alagoas, destacam-se dobras complexas, que podem ser acompanhadas por dezenas de quilômetros, diques clásticos, camadas misturadas, diques plásticos, estruturas de afundamento e convoluções. A classificação como sismitos das estruturas observadas, baseia-se na morfologia, dimensão, frequência, diversidade e ampla distribuição. A origem está associada a reativações de falhas, provocando eventos sísmicos com magnitude ≥ 5 para sedimentos areno-lamosos e ≥ 6 , para sedimentos areno-cascalhosos.

PALAVRAS-CHAVE: Sismitos, ambientes sedimentares, reativação de falhas

ABSTRACT: Sedimentary deposits record structures originated from seismic events, named seismites. However, caution is required when interpreting, since as sudden depositions and density inversion may occur in some environments. This paper describes the main characteristics of sedimentary environments favorable for seismite recording, exemplifying with field structures in the Barreiras Formation and Pleistocene deposits on the east coast of northeastern Brazil. Among the main identified seismites from the southern coast of the State of Bahia, to the coast of Alagoas, there are complex folds that can be noticed by tens of kilometers, clastic dykes, mixed layers, plastic dykes, sinking structures and convolutions. The classification as seismites of the observed structures is based on morphology, size, frequency, diversity and wide distribution. The origin is associated with fault reactivations, causing seismic events with magnitude ≥ 5 for muddy-sand sediments and ≥ 6 for gravelly-sand deposits.

KEYWORDS: Seismites, sedimentary environments, fault reactivation

1 Professor Pleno do Departamento de Ciências Exatas da Universidade Estadual de Feira de Santana. E-mail: uchoamaster@gmail.com

INTRODUÇÃO

Várias pesquisas têm sido desenvolvidas, enfatizando estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados (EDSI), interpretando-as como resultantes de eventos sísmicos (e.g. BERRA E FELLETTI, 2011; SUTER *et al.*, 2011; RANA *et al.*, 2013; BENHAMOUCHE *et al.*, 2014). Um dos fatores que se leva em consideração para a interpretação da origem dessas estruturas é o ambiente tectono-sedimentar na qual a mesma foi originada, além da morfologia, dimensão e distribuição espacial.

Por muito tempo, a interpretação da origem das EDSI, associada à eventos sísmicos, esteve necessariamente, ligada a limites de placas, fossem eles, divergentes, convergentes ou transformantes. Entretanto, a partir da década de 1990, muitas pesquisas passaram a atribuir uma origem sísmica para as EDSI, também em ambientes intraplaca, incluindo os ambientes costeiros associados a margens passivas (ROSSETTI, 1999; LIMA, 2010; BEZERRA *et al.*, 2011; MOURA-LIMA *et al.*, 2011; PILLAI E KALE, 2011).

Na costa leste do Nordeste do Brasil, um número significativo de pesquisas em ambientes sedimentares depositados do Neógeno ao Quaternário, têm revelado evidências da neotectônica, seja através de registros de EDSI, seja a partir de análise estrutural e morfotectônica (SILVA E TRICART, 1980; SAADI, 1993; BITTENCOURT *et al.*, 1999; LIMA *et al.*, 2014; ALVES E ROSSETTI, 2017). O objetivo deste trabalho é enfatizar quais ambientes sedimentares são propícios para o registro de atividades neotectônicas, exemplificando com alguns estudos que foram desenvolvidos em depósitos sedimentares do Neógeno ao Recente, na costa leste do Nordeste do Brasil (Figura 1).

A COMPREENSÃO DA NEOTECTÔNICA E A PESQUISA NO BRASIL

A neotectônica compreende um conjunto de processos ocorridos a partir do Neógeno que determina as principais feições do relevo atual da Terra (OBRUCHEV 1948 apud SUGUIO E MARTIN 1996). Para Pavlides (1989, apud LIMA, 2000), o início do período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico e, com base nesse pensamento, Hasui (1990) relacionou a origem do neotectonismo no Brasil à migração do continente Sul-americano e consequente abertura do Atlântico Sul durante o Neógeno. Como marco desses eventos, Hasui (1990) propõe o início da deposição da Formação Barreiras e do último pacote das bacias costeiras, e o término do magmatismo em território brasileiro ocorrido a cerca de 12 M.a. no Nordeste, datando, porém, do Mioceno Médio.

Nas últimas três décadas, vários trabalhos abordando a temática da neotectônica foram publicados. Tais estudos mostram a identificação inequívoca de registros neotectônicos, associados à sismicidade ocorrida principalmente no Nordeste brasileiro, o que tem sido interpretado, como reativação de falhas, associada a esforços intraplaca (BEZERRA *et al.*, 2011; BEZERRA *et al.*, 2014).

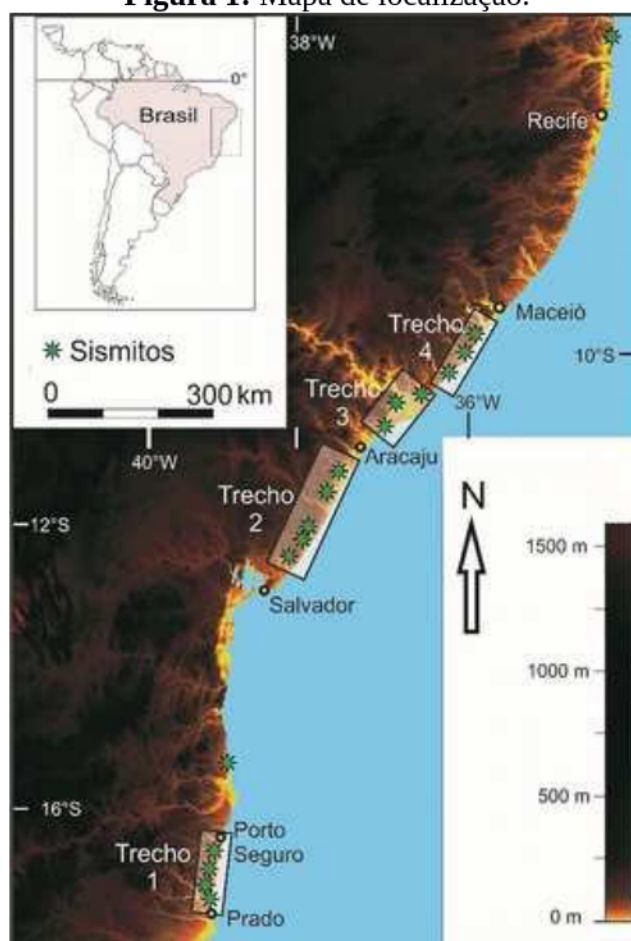
Em particular, a ação neotectônica na costa oriental brasileira, tem sido objeto de discussão na comunidade geológica nas últimas décadas (LIMA, 2000). Alguns estudos que abordam o neotectonismo se baseiam na morfotectônica (LIMA *et al.*, 2006; LIMA

et al., 2014) e, outros, levam em conta o registro e medição de estruturas geológicas que indiquem a atuação tectônica de uma determinada área, tais como, juntas neotectônicas e, no caso de sedimentos inconsolidados, os sismitos (BEZERRA *et al.*, 2005; MOURA-LIMA *et al.*, 2011).

Outra importante discussão relacionada à neotectônica, diz respeito ao modelamento do relevo desenvolvido do Pleistoceno ao recente (BEZERRA E VITA-FINZI 2000; LIMA *et al.*, 2006). Muitos desses estudos foram realizados a partir de estruturas presentes nos sedimentos da Formação Barreiras que, segundo Lima (2000), é um complexo sedimentar que apresenta um relevante significado tectônico. Nesse particular, a costa dos estados de Alagoas, Sergipe e Bahia possui alguns estudos que mostram evidências da neotectônica na Formação Barreiras, datada do Neógeno e constituída por sedimentos areno-lamosos e, eventualmente cascalhosos (LIMA *et al.*, 2006; LIMA, 2010).

Além de instigar o debate na comunidade científica, as pesquisas relacionadas à neotectônica tornam-se importantes, já que, a identificação de fragilidades tectônicas pode auxiliar na implementação de obras de engenharia e, no caso de áreas litorâneas, no gerenciamento costeiro. O Conhecimento da evolução geológico-geomorfológica da área, bem como a atuação da neotectônica dentro desse processo, servirá de subsídio para o estabelecimento de critérios que diminuam os impactos ambientais provocados pela interferência humana.

Figura 1: Mapa de localização.



Os retângulos no mapa principal referem-se às áreas onde foram realizadas vistas de campo: Trecho 1, Sul da Bahia; Trecho 2, Norte da Bahia ao sul de Sergipe; Trecho 3, planície costeira do rio São Francisco; Trecho 4, Sul de Alagoas.

AMBIENTES SEDIMENTARES PROPÍCIOS AO REGISTRO DA NEOTECTÔNICA

Embora os ambientes sedimentares em margens ativas, tenham maior probabilidade de desenvolver EDSI, resultantes de sismos, diversos registros dessas estruturas, também têm sido observadas em margens passivas. As EDSI originadas por eventos sísmicos têm sido referenciadas como sismitos (SEILACHER, 1969).

Em relação às margens ativas, várias pesquisas têm sido desenvolvidas em áreas associadas a limites de placas divergentes (MÖRNER, 2005; PIRROTA E BARBANO, 2011), limites convergentes (ANAND E JAIN, 1987; FORTUIN E DABRIO, 2008; KOÇ TAŞGIN et al 2011; BENHAMOUCHE *et al.*, 2014) e limites conservativos (BERRA E FELLETTI, 2011; ALSOP E MARCO, 2013).

Em relação às margens passivas, Rossetti (1999) descreve várias EDSI nos sedimentos da Formação Barreiras, na costa do Estado do Maranhão e as associam a eventos sísmico. A partir dos estudos de Bezerra e Vita-Finzi (2000), que questiona “quão ativa é uma margem passiva?”, várias outras pesquisas têm interpretado as EDSI, como resultantes de abalos sísmicos, ratificando a atuação da Neotectônica do Neógeno ao Recente, ao longo da costa brasileira.

Independente da margem tectônica considerada, talvez o ambiente sedimentar mais propício para o registro de EDSI provocadas pelos sismos, sejam os lagos (e.g. BOWMAN *et al.*, 2004; DEEV *et al.*, 2008; ALFARO *et al.*, 2010; DOUGHTY *et al.*, 2014). As características que apontam para uma relação entre as EDSI observadas em lagos e os eventos sísmicos são: (a) os lagos não estão propensos a súbitas taxas de sedimentação; (b) os lagos são ambientes de águas calmas; (c) o ambiente lacustre ocorre em terrenos de baixa declividade, e; (d) há predomínio de sedimentos finos.

Outros ambientes onde predominam águas mais calmas, baixa declividade e sedimentos finos são os mares internos e as planícies de marés, onde diversos sismitos têm sido identificados (KNAUST, 2001; BENHAMOUCHE *et al.*, 2014; ALSOP E MARCO, 2013; GANDINI *et al.*, 2014). Nos mares internos a taxa de sedimentação costuma ser uniforme e nas planícies de marés, o suprimento de sedimentos mais grossos como areia e cascalho é menos comum. Essas características tornam esses ambientes propícios à origem e preservação das EDSI e, por serem ambientes de baixa energia, as EDSI encontradas, têm sido interpretadas mais comumente como sendo resultantes de eventos sísmicos.

Para a plataforma continental e estuários, a baixa declividade e a predominância de sedimentos finos, em princípio, favorecem a interpretação das EDSI observadas, como resultantes de abalos sísmicos. Entretanto, pode haver altas taxas de sedimentação na plataforma, dificultando a interpretação da origem das estruturas formadas (OLIVEIRA *et al.*, 2009, 2011). Situação semelhante pode ser observada em sedimentos estuarinos em que, altas taxas de sedimentação ocorrem nos períodos de cheia dos rios, aos quais os estuários estão vinculados.

A diversidade morfológica dos canais e a variação da energia nos ambientes fluviais, faz com que seja necessário estudar separadamente, alguns setores associados aos rios. Por exemplo, para os rios entrelaçados, onde o gradiente é elevado e os sedimentos são predominantemente grossos, tais como areias e cascalhos, a alta taxa de sedimentação, dificilmente vai originar as EDSI (MISHRA *et al.*, 2013; LIMA *et al.*, 2014). Desse modo, um depósito sedimentar resultante de sistemas fluviais entrelaçados, quando apresenta as EDSI, possuem como mecanismos disparadores, eventos sísmicos com magnitude maior ou igual a 6.

Em sistemas fluviais meandantes e anastomosados, as EDSI originadas por eventos sísmicos, têm maior probabilidade de serem preservadas, quando ocorrem nos sedimentos finos das planícies de inundação, embora deformações de estratificações cruzadas originadas no leito do canal sejam comuns (GUIRAUD E PLAZIAT, 1993).

Outra característica favorável à formação das EDSI nesses sistemas fluviais, é a baixa declividade.

Em ambientes eólicos, o predomínio de sedimentos finos e a taxa de sedimentação relativamente constante são condições que favorecem à interpretação da origem das EDSI, como resultantes de eventos sísmicos (MORETTI, 2000; PLAZIAT *et al.*, 2006; FERNANDES *et al.*, 2007). Adicionalmente, as estruturas provocadas por tempestades nesses ambientes, atingem somente a camada superficial e, portanto, não são confundidas com sismitos (MORETTI, 2000).

Em locais onde solos espessos se desenvolvem, a bioturbação pode obliterar possíveis sismitos ou gerar dúvidas quanto a origem das EDSI (HORVÁTH *et al.*, 2005). Por outro lado, é comum encontrar paleossolos em que estruturas de deformação estejam bem preservadas, podendo atingir e modificar a bioturbação por raízes. Em solos do final do Pleistoceno e do Holoceno, a matéria orgânica presente nas EDSI identificadas, pode ser datada por C₁₄, evidenciando o período das atividades sísmicas que originaram as estruturas (NIKOLAEVA, 2009; LIMA *et al.*, 2014).

Alguns ambientes sedimentares podem dificultar a interpretação da origem das EDSI, tais como a plataforma continental e os estuários, citados anteriormente. Em situação ainda mais delicada para a interpretação da origem das estruturas de deformação em sedimentos, estão os ambientes deltaicos. Isso ocorre, porque os deltas estão sujeitos a súbitas taxas de sedimentação, o que pode provocar sobrecarga e inversão de densidade entre diferentes camadas e consequentemente, a formação de EDSI (CALLOT *et al.*, 2009).

RECONHECENDO AS EDSI COMO SISMITOS

A origem das EDSI devem atender aos seguintes mecanismos: (a) deformações hidroplásticas, que são originadas quando a pressão do fluido é menor que a carga de sedimentos; (b) liquefação, quando há uma equidade entre a pressão dos fluidos e a carga de sedimentos, e; (c) fluidificação, quando a pressão dos fluidos ascendentes supera a carga de sedimentos (LOWE, 1975; GUIRAUD E PLAZIAT, 1993). A origem das EDSI pode estar associada a processos desencadeados pela própria dinâmica da bacia sedimentar, tais como, alta taxa de sedimentação e inversão de densidade da carga sedimentar, ou a processos originados fora do ambiente sedimentar, tais como terremotos e impactos de asteroides (OWEN *et al.*, 2011).

O termo “sismito” foi empregado pela primeira vez por Seilacher (1969), que o designou como toda estrutura de Liquefação e fluidificação resultante de abalos sísmicos. Vittori *et al.* (1991) sugerem que, todas as estruturas geológicas geneticamente relacionados a terremotos, devem ser denominadas por sismitos e enfatizou que, o reconhecimento da origem sísmica das EDSI é o primeiro passo na análise paleo-sismológica. Em nossa pesquisa, adotaremos o termo sismito, para abranger todas as estruturas originadas, seja por deformação hidroplástica, liquefação e fluidificação (LOWE, 1975; GUIRAUD E PLAZIAT, 1993; ETTENSOHN *et al.*, 2011) originadas por eventos sísmicos, além de falhas e grabens cossísmicos.

A partir da definição do caráter sísmico das EDSI, pode ser estabelecida uma classificação baseada no comportamento reológico (MONTENAT *et al.*, 2007): (a) estruturas de deformação dúcteis e; (b) estruturas de deformação rúpteis. Além disso, as estruturas individuais podem ser distinguidas umas das outras por suas características morfológicas e pelo seu tamanho.

A COSTA LESTE DO NORDESTE DO BRASIL, OS SISMITOS E A NEOTECTÔNICA

Diversas pesquisas realizadas na costa leste do Nordeste do Brasil, têm identificado EDSI, interpretando-as como sismitos (LIMA, 2010; MOURA-LIMA *et al.*, 2011; ROSSETTI *et al.*, 2011; LIMA *et al.*, 2014; ALVES E ROSSETTI, 2017). Neste tópico, separamos alguns trechos do litoral nordestino e mostraremos as principais EDSI encontradas, tanto nos sedimentos da Formação Barreiras, que data do Neógeno, quanto dos sedimentos Pós-Barreiras, originados no Pleistoceno (Figura 1). Em algumas áreas visitadas, os sedimentos do Holoceno também exibem EDSI e foram interpretadas como sismitos (LIMA *et al.*, 2014)

Trecho 1: Extremo Sul do Estado da Bahia

Nesse trecho, encontra-se a área litorânea conhecida como Costa do Descobrimento, que vai da cidade de Santa Cruz de Cabrália, até a Barra do Rio Cahy, além da faixa litorânea que se estende até a cidade do Prado (Figura 1). Ao longo de todo litoral, predominam falésias constituídas por sedimentos da Formação Barreiras e dos sedimentos Pós-Barreiras.

Dentre os sismitos encontrados no extremo sul da Bahia merecem destaque os diques clásticos (Figura 2a), tanto por serem observados em grande quantidade, quanto pela distribuição espacial, já que são encontrados no mesmo horizonte estratigráfico, por mais que 20 km. Os diques clásticos são estruturas de fluidificação rúpteis, caracterizadas por colunas de material sedimentar, que invadem as camadas acima, sem deformá-las (GUIRAUD E PLAZIAT, 1993; MÖRNER, 2005; CHUNGA *et al.*, 2007; BERRA E FELLETTI, 2011). Um leve arqueamento ascendente pode ocorrer no contato entre o dique e as camadas invadidas. Diques clásticos são desencadeados quando terremotos atingem sedimentos saturados em água, fazendo com que a pressão dos fluidos ascendentes, transportem sedimentos, rompendo as camadas superiores (SUTER *et al.*, 2011; MISHRA *et al.*, 2013). Quando os diques de areia atingem a superfície, eles originam os chamados vulcões de areia, muito observados em sismos recentes (MONTENAT *et al.*, 2007).

Figura 2: (a) Diques clásticos constituídos de arenito, invadindo argilitos; (b) dobras complexas sobrepondo camadas misturadas.



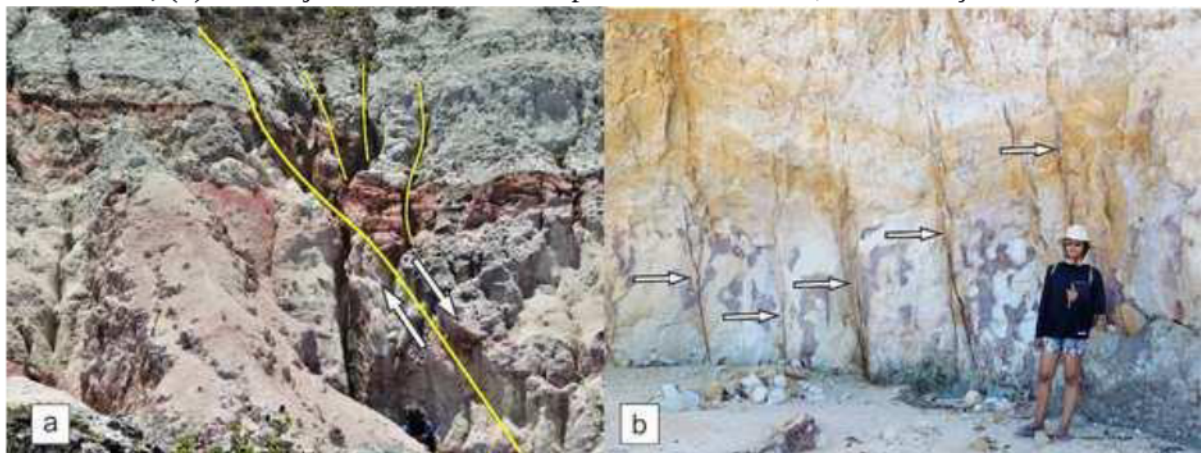
A seta indica o sentido do deslocamento, sobre um plano de falha; (c) marcas de carga de grande dimensão, caracterizada pelo afundamento de arenito, associadas a dique plástico, caracterizado pela subida de lamito, deformando o arenito.

Além dos diques clásticos, foram observados também no litoral sul da Bahia, estruturas complexas de deslizamento (Figura 2b) e marcas de carga de grande dimensão, associadas a diques plásticos (Figura 2c). A primeira delas se desenvolve quando sedimentos finos em ambientes de baixa declividade, usualmente 1° , são atingidos por eventos sísmicos, desencadeando a descida de sedimentos e solos, originando dobras complexas ou misturando camadas sedimentares e horizontes do solo atingidos pelo sismo (OWEN *et al.*, 2011; ALSOP E MARCO, 2013). As marcas de carga possuem formas abauladas ou regulares e ocorrem por sobrecarga e inversão de densidade. Quando as marcas de carga possuem dimensão métrica, as mesmas podem ser interpretadas como originadas por abalos sísmicos com magnitudes variando entre 5 e 7 (JONES E OMOTO, 2000; MISHRA *et al.*, 2013). Os diques plásticos são feições que podem tomar diversos formatos, como por exemplo, cônicos ou forma de cogumelos (BOWMAN *et al.*, 2004; RANA *et al.*, 2011). Usualmente, os diques plásticos são constituídos de sedimentos finos que sobem durante os sismos e, diferentes dos diques clásticos que cruzam as camadas

superiores, eles deformam essas camadas, o que aponta para um alto grau de saturação em água de todas as camadas envolvidas.

Outras estruturas originadas em períodos sismicamente ativos, estão as falhas e as juntas tectônicas (Figura 3 a, b). No extremo sul da Bahia, as juntas foram descritas e interpretadas como resultantes de eventos pós-deposicionais (LIMA *et al.*, 2006). Segundo esses autores, predominam as juntas de direção NW-SE e secundariamente aparecem as juntas de direção NE-SW. Em nossas visitas de campo recentes, foram observadas também algumas falhas, tanto de caráter sin-deposicional, quanto falhas pós-deposicionais. As primeiras indicam tectonismo ativo no Neógeno e as falhas pós-deposicionais atestam uma tectônica ativa no Pleistoceno.

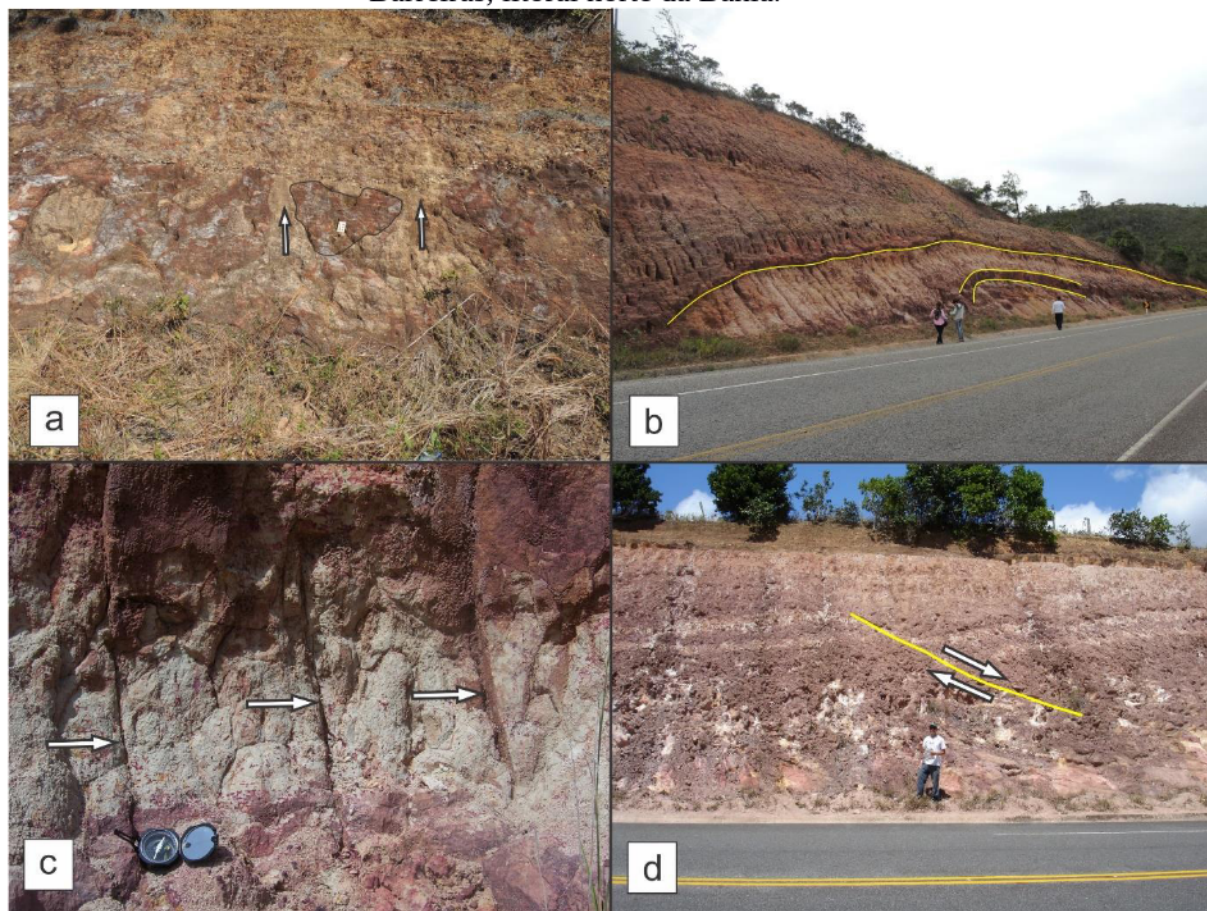
Figura 3: (a) Falha na Formação Barreiras. As setas indicam o sentido de deslocamento dos blocos; (b) Várias juntas tectônicas em planos subverticais, na Formação Barreiras.



Trecho 2 – Litoral Norte da Bahia e Litoral Sul de Sergipe

As Figuras 4 a, b, c, d mostram, respectivamente, exemplos de camadas misturadas, dobras, juntas, falhas e, que são as principais estruturas indicativas da ação da neotectônica, no litoral norte da Bahia (LIMA, 2010; NASCIMENTO, 2019). Na costa leste do Nordeste, as camadas misturadas têm sido relatadas no litoral da Paraíba (ROSSETTI *et al.*, 2011) e de Alagoas (LIMA *et al.*, 2014). Em períodos de intensa atividade sísmica as camadas saturadas em água, tendem a deformar plasticamente, enquanto que as camadas mais rígidas, tendem a se fragmentar. Como resultado dessa interação, os fragmentos da camada rúptil acabam por serem incorporadas nos sedimentos da camada plástica, originando as camadas misturadas (Figura 4a).

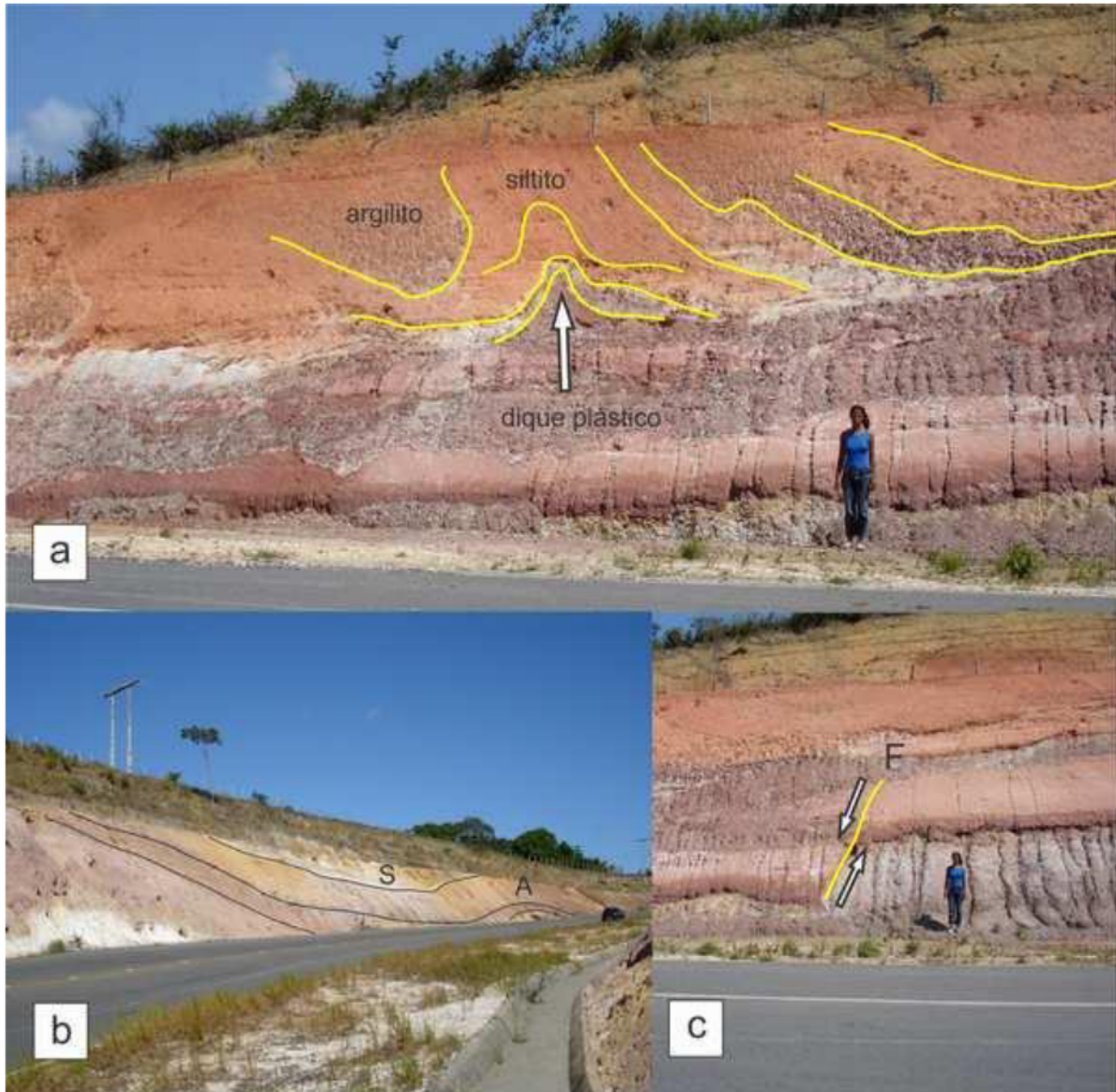
Figura 4: Várias estruturas indicativas de tectonismo nos sedimentos da Formação Barreiras, litoral norte da Bahia.



(a) Camadas misturadas; (b) dobra (anticlinal) aberta, na margem da rodovia BA090; (c) juntas tectônicas; (d) falha de baixo ângulo.

No litoral sul de Sergipe, há um predomínio de juntas, dobras e falhas (LIMA, 2010). Digno de nota também, são os diques plásticos encontrados nas encostas de rodovias. É possível encontrar em algumas encostas, falhas em sua porção basal e diques plásticos e outras EDSI, na parte superior, o que indica condições de saturação diferentes para as camadas envolvidas (Figura 5a). Situação semelhante foi encontrada por Lima *et al.* (2014), que encontrou na base de uma encosta constituída por sedimentos do Pleistoceno, no norte de Sergipe, uma sucessão de falhas normais em sedimentos datados de 54 Ka e no topo, os sedimentos datados de 24 Ka, apresentaram várias EDSI com comportamento plástico. Em nossos trabalhos de campo, dobras abertas e falhas também foram observadas (Figuras 5 b, c).

Figura 5: (a) Diques plásticos envolvendo siltitos e argilitos; (b) Sequência de um sinforme e um antiforme na Formação Barreiras; (c) Falha normal marcada pelo deslocamento de uma camada de arenito.

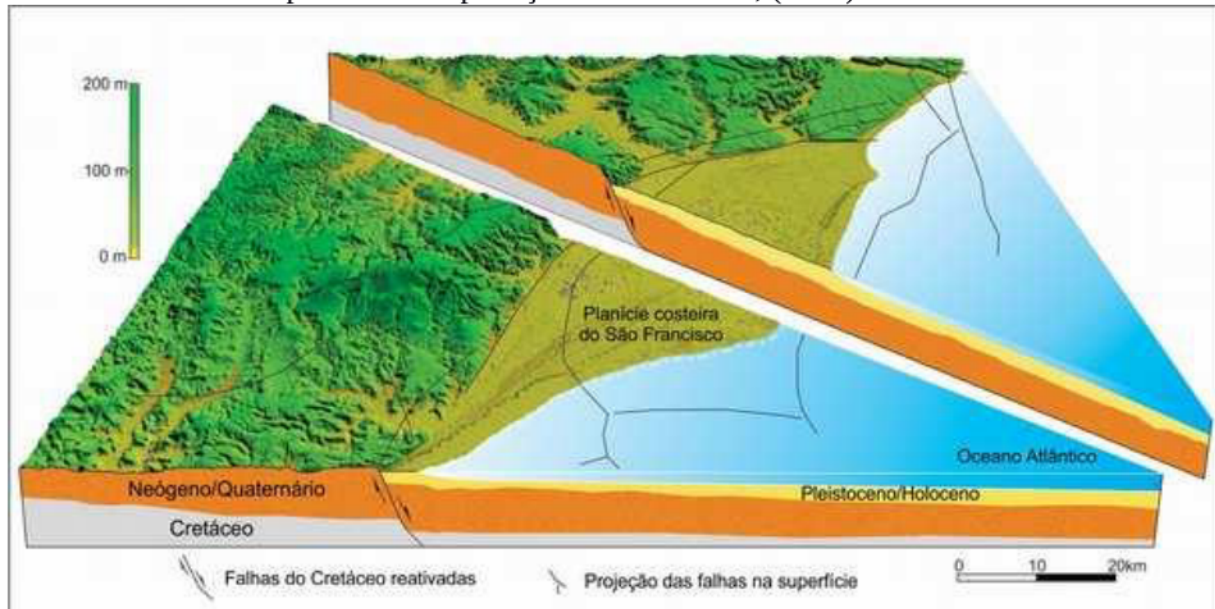


Trecho 3 – Planície Costeira do Rio São Francisco

A Planície Costeira do Rio São Francisco (PSF) e áreas vizinhas foi intensamente estudada por Lima *et al.* (2014). Segundo esses autores a PSF foi originada, a partir do trabalho conjunto da penúltima transgressão (DOMINGUEZ, 1996) e da reativação no Pleistoceno de falhas do Cretáceo (Figura 6). Essas condições favoreceram a formação de várias EDSI, já que foi um período de intensos eventos sísmicos. Dentre as EDSI

citadas por Lima *et al.* (2014), destacam-se as camadas misturadas, além de falhas e grabens cossísmicos.

Figura 6: Síntese do processo que originou a Planície Costeira do rio São Francisco, a partir da interpretação de Lima *et al.*, (2014).



O desenho é inédito e foi confeccionado pelo Professor/Doutor R. P. Maia.

Os sedimentos do Pleistoceno e Holoceno que constituem a PSF são predominantemente areno-cascalhosos e foram interpretados como resultantes da deposição em sistemas fluviais entrelaçados (LIMA *et al.*, 2014). É possível observar nesses sedimentos, várias EDSI, principalmente cunhas de cascalho, afundando em sedimentos arenosos, com dimensões decimétrica a métrica (Figura 7).

Figura 7: Cunhas de cascalho afundando em sedimentos arenosos (a, b) e areno-lamosos (c).



Estruturas semelhantes têm sido relatadas em diversas pesquisas e interpretadas como resultantes de eventos sísmicos com magnitude ≥ 6 (MONTENAT *et al.*, 2007; MOURA-LIMA *et al.*, 2011, LIMA *et al.*, 2014). A observação dessas estruturas, nos sedimentos da PSF, aponta para uma zona sismogênica que se estabeleceu no final do Pleistoceno e, provavelmente no início do Holoceno.

Trecho 4 – Litoral Sul de Alagoas

O litoral sul de Alagoas possui trechos de falésias que se estendem por mais de 15 km e são cortados somente por pequenos canais de maré. Várias EDSI são observadas e podem estar associadas a reativação de falhas, já que esse trecho possui uma grande quantidade de falhas do Cretáceo e podem ter sido reativadas no Neógeno e no Pleistoceno.

Dentre as estruturas mais impactantes, estão as dobras complexas associadas ou não a deslizamentos (Figura 8a). Outras estruturas observadas são as camadas misturadas (Figura 8b) e as estruturas de afundamento gigantes. Essas últimas são caracterizadas pelo afundamento de camadas areno-lamosas, em camadas de granulometria semelhante. Mais uma vez, o que vai diferenciar entre elas é o nível de saturação. Em algumas situações, fragmentos da camada superior se desprendem e afundam na camada inferior, originando os pseudo-nódulos (LIMA *et al.*, em preparação).

Merecem destaque também as falhas e grabens cossísmicos e a associação de laminações convolutas e estruturas de bolas e almofadas (Figura 8c, d). Essas últimas podem ser originadas, quando sedimentos arenosos afundam em sedimentos de granulometria semelhantes (ROSSETTI, 1999; OWEN *et al.*, 2011), ou quando há inversão de densidade, quando os sedimentos arenosos afundam em sedimentos lamosos. As laminações convolutas são caracterizadas por camadas arenosas, que exibem

laminações caóticas e são frequentemente interpretadas, como resultantes de eventos sísmicos (RANA *et al.*, 2013).

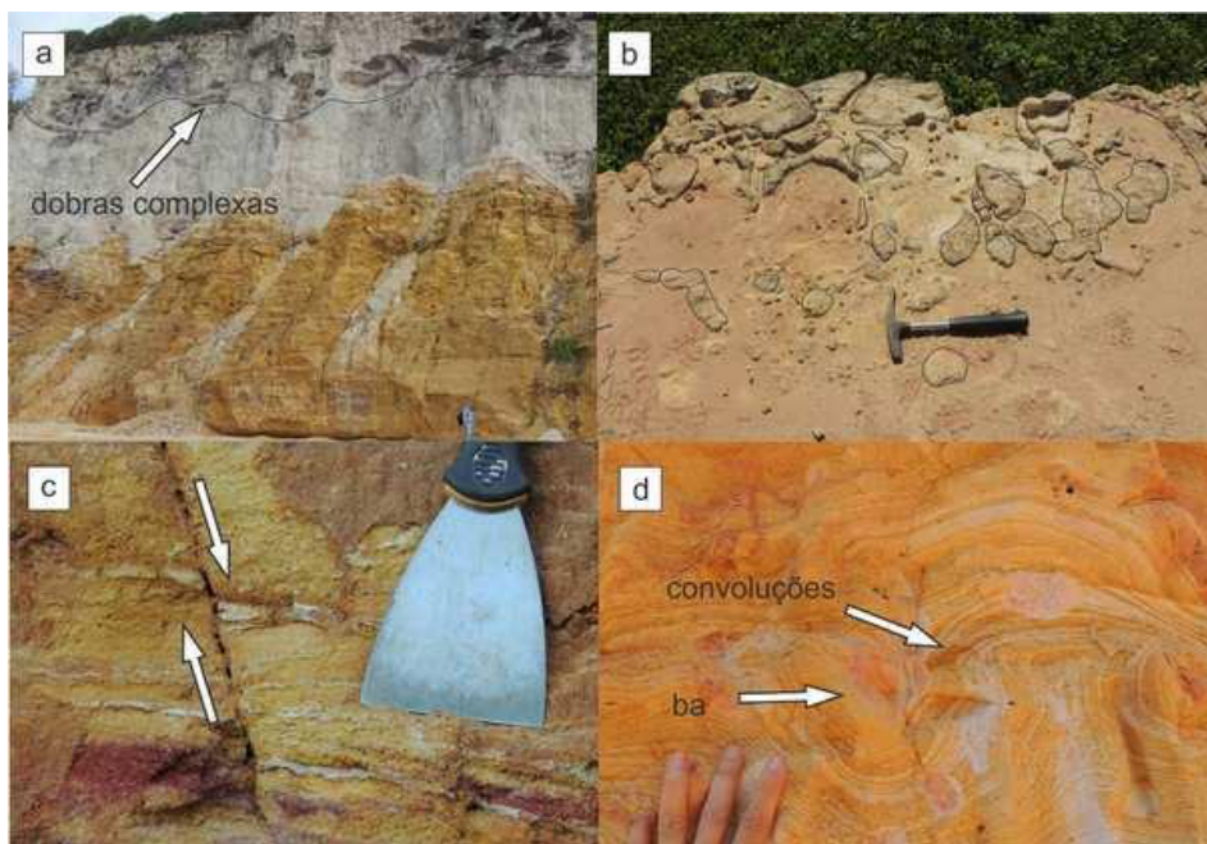
CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos trabalhos de campo e das estruturas identificadas, podemos apontar alguns critérios para interpretar as EDSI como resultantes de eventos sísmicos e, por isso mesmo, serem denominadas de sismitos. A primeira delas, é que, independente da margem tectônica considerada, eventos sísmicos com magnitude ≥ 5 , podem ocorrer e, no caso da margem continental brasileira e, mais especificamente na costa leste do Nordeste, esses eventos estão associados principalmente, a reativação de falhas do Cretáceo.

Outros critérios que devem ser enfatizados são: (a) a existência de sedimentos com potencial para gerar estruturas de liquefação e fluidificação, ou seja, saturadas em água, intercaladas ou não com camadas de comportamento mais rúptil, originando grande diversidade de estruturas dúcteis e rúpteis; (b) As EDSI devem ser correlacionadas por longas distâncias, dentro do mesmo pacote sedimentar; (c) os ambientes sedimentares nos quais os sedimentos se depositaram devem ter baixo gradiente e, quando subaquoso, as águas devem ser relativamente tranquilas, com taxas de sedimentação constante, e; (d) haver similaridade entre as estruturas estudadas em campo e as geradas em laboratório.

Em relação às evidências da neotectônica na costa leste do Nordeste do Brasil, podemos destacar a diversidade e a ampla distribuição dos sismitos encontrados, tanto nos sedimentos da Formação Barreiras, quanto nos depósitos do Pleistoceno. As estruturas mais relevantes, considerando a frequência, a dimensão e a distribuição são as dobras complexas correlacionáveis por dezenas de quilômetros; as falhas, dobras e juntas tectônicas, e; os diques clásticos, as convoluções e as estruturas de afundamento, tanto em sedimentos areno-lamosos, quanto em sedimentos areno-cascalhosos. Para a origem dessa última feição, sugerimos sismos de magnitude ≥ 6 .

Figura 8: (a) Camada com mais de 3 m de espessura (acima da linha preta) exibindo dobras complexas; (b) camadas fragmentadas, com destaque para os blocos mais resistentes aos processos erosivos; (c) falha de pequeno rejeito deslocando camadas de lamito e arenito; (d) bolas e almofadas 9ba) associadas a laminações convolutas em arenito fino.



REFERÊNCIAS

- ALFARO, P., GIBERT, L., MORETTI, M., GARCÍA-TORTOSA, F.J., GALDEANO, C.S., GALINDO-ZALDÍVAR, J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., 2010. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). **Terra Nova**, 22, 172–179.
- ALSOP, G.I. E MARCO, S., 2013. Seismogenic slump folds formed by gravity driven tectonics down a negligible subaqueous slope. **Tectonophysics** 605, 48-69.
- ALVES, F. E ROSSETTI, D.F., 2017. Late Holocene coastal dynamics and relative sea-level changes in the littoral of Paraíba, northeastern Brazil. **Progress in Physical Geography**, 41 (4).
- ANAND, A., JAIN A.Q., 1987. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. **Tectonophysics** 133, 105–120.
- BENHAMOUCHE, A., NEDJARI, A., BOUHADAD, Y., MACHANE, D., OUBAICHE, E., SIDI SAID, N., 2014. Field evidence of seismites in Quaternary deposits of the Jijel (Eastern Algeria) coastal region. **Journal of Seismology** 18, 289-299.
- BERRA, F., FELLETTI, F., 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. **Sedimentary Geology** 235, 249–263.
- BEZERRA, F.H.R., VITA-FINZI, 2000. C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**. V.28, n.7: 591-594.
- BEZERRA, F.H.R., FONSECA, V.P., LIMA-FILHO, F.P., SAADI, A., 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. In: Obermeier, S.F. (Ed.), *Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards*. **Engineering Geology** 76, 191–208.
- BEZERRA, F.H.R., NASCIMENTO, A.F., FERREIRA, J.M., NOGUEIRA, F.C., FUCK, R.A., BRITO NEVES, B.B., SOUSA, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America — Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics** 510, 269–290.
- BEZERRA, F.H.R., ROSSETTI, D.F., OLIVEIRA, R.G., MEDEIROS, W.E., NEVES, B.B.B., BALSAMO, F., NOGUEIRA, F.C.C., DANTAS, E.L., ANDRADES FILHO, C., GÓES, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. **Tectonophysics** 614, 78–90.
- BITTENCOURT A. C. S. P; DOMINGUEZ J.M.L., USSAMI N., 1999. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. **Journ. of Coast. Res.** 15 (2), 505-519.

- BOWMAN, D., KORJENKOV., A., PORAT, N., 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan Range, Kyrgyzstan. **Sedimentary Geology** 163, 211-228.
- CALLOT, P., ODONNE, F., DEBROAS, E.-J., MAILLARD, A., DHONT., D., BASILE., C., HOAREAU, G., 2009. Three-dimensional architecture of submarine slide surfaces and associated soft-sediment deformation in the Lutetian Sobrarbe deltaic complex (Ainsa, Spanish Pyrenees). **Sedimentology** 56, 1226-1249.
- CHUNGA, K., LIVIO, F., MICHETTI, A.M., SERVA, L. (2007). Sinsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity. **Sedimentary Geology** 196, 59–80.
- DEEV, E.V., ZOLNIKOV, I.D., GUS'KOV, S.A., 2009. Seismites in Quaternary sediments of southeastern Altai. **Russian Geology and Geophysics** 50, 546-561.
- DOMINGUEZ, J. M. L., 1996. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? **Geological Society, London, Special Publications**, 117, 217-231.
- DOUGHTY, M., EYLES, N., EYLES, C.H., WALLACE, K., BOYCE, J.I., 2014. Lake sediments as natural seismographs: Earthquake-related deformations (seismites) in central Canadian lakes. **Sedimentary Geology**, 313, 45-67.
- ETTENSÖHN, F.R., ZHANG, C., GAO, L., LIERMAN, R.T., 2011. Soft-sediment deformation in epicontinental carbonates as evidence of paleoseismicity with evidence for a possible new seismogenic indicator: Accordion folds. **Sedimentary Geology** 235, 222–233.
- FERNANDES, L.A., CASTRO, A.B., BASILICI, G., 2007. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology** 199, 51-64.
- FORTUIN, R., DABRIO, C.J., 2008. Evidence for Late Messinian seismites, Nijar Basin, south-east Spain. **Sedimentology** 55, 1595–1622.
- GANDINI, R., ROSSETTI, D.F., NETTO, R., BEZERRA, F.H.R., 2014. Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology. **Quaternary Research**, 82, 462-472.
- GUIRAUD, M. E PLAZIAT, J.C. 1993. Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). **Tectonophysics**, 225, 493-522.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG/MG. **Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro**, Belo Horizonte. Boletim 1:1-31.
- HORVÁRTH, Z., MICHÉLI, E., MINDSZENTY, A., BERÉNYI-ÜVEGES, J., 2005. Soft-sediment deformation structures in Late Miocene-Pleistocene sediments on the pediment of the Mátra Hills (Visonta, Atkár, Verseg): Cryoturbation, load structures or seismites? **Tectonophysics** 410, 81-95.

- JONES, A.P., OMOTO, K., 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. **Sedimentology** 47, 1211-1226.
- KNAUST, 2002. Pinch-and-swell structures at the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): evidence of earthquake effects (seismites) in the Germanic Basin. **Int J Earth Sci (Geol Rundsch)** 91 :291–303
- KOÇ TAŞGIN, C., ORHAN, H., TÜRKMEN, I., AKSOY, E., 2011. Soft-sediment deformation structures in the late Miocene Şelmo Formation around Adıyaman area, Southeastern Turkey. **Sedimentary Geology** 235, 277–291.
- LIMA, C.C.U. 2000. O Neotectonismo na costa do Sudeste e do Nordeste brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**. UNIMEP, 15: 91-101.
- LIMA, C.C.U., 2010. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da formação barreiras presentes do litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. **Revista de Geografia**. v. especial, VIII SINAGEO, 1, 140-151.
- LIMA, C.C.U., VILAS-BÔAS, G.S., BEZERRA, F.H.R., 2006. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia. **Geologia USP, Série Científica** 6, 71–80.
- LIMA, C.C.U., BEZERRA, F.H.R., NOGUEIRA, F.C.C., MAIA, R.P., SOUSA, M.O.L., 2014. Quaternary fault control on the coastal sedimentation and morphology of the São Francisco coastal plain, Brazil. **Tectonophysics** 633, 98-114.
- LOWE, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology** 22, 157-204.
- MISHRA, A., SRIVASTAVA, D.C., SHAH, J., 2013. Late Miocene-Early Pliocene reactivation of the Main Boundary Thrust: Evidence from the seismites in southeastern Kumaun Himalaya, India. **Sedimentary Geology** 289, 148-158.
- MONTENAT, C., BARRIER, P., D’ESTEVOU, P.O., HIBSCH, C., 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. **Sedimentary Geology** 196, 5–30.
- MORETTI, M., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle-late Pleistocene aeolian deposits (Apulian foreland, southern Italy). **Sedimentary Geology** 135, 167–179.
- MÖRNER, N-A., 2005. Na Interpretation and Catalogue of paleoseismicity in Sweden. **Tectonophysics** 408, 265-307.
- MOURA-LIMA, E.N., BEZERRA, F.H.R., LIMA-FILHO, F.P., DE CASTRO, D.L., SOUSA, M.O.L., FONSECA, V.P., AQUINO, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology** 235, 160–171.
- NASCIMENTO, D.S., 2019. Padrão de deformação ortorrômbico neotectônico na Formação Barreiras NE da Bahia, Brasil. **Dissertação de Mestrado**, UFBA, 50p.
- NIKOLAEVA, S.B., 2009. Seismites in Late Pleistocene and Holocene deposits of the northwestern Kola region (northern Baltic Shields). **Russian Geology and Geophysics** 50, 644-650.

- OLIVEIRA, C.M.M., HODGSON, D.M., FLINT, S.S., 2009. Aseismic controls on in situ soft-sediment deformation processes and products in submarine slope deposits of the Karoo Basin, South Africa. **Sedimentology** 56, 1201–1225.
- OLIVEIRA, C.M.M., HODGSON, D.M., FLINT, S.S., 2011. Distribution of soft-sediment deformation structures in clinoform successions of the Permian Eccu Group, Karoo Basin, South Africa. **Sedimentary Geology** 235, 314–330.
- OWEN, G., MORETTI, M., ALFARO, P., 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. **Sedimentary Geology**, 235, 133-140.
- PILLAI, S.P., KALE, V.S., 2011. Seismites in the Lokapur Subgroup of the Proterozoic Kaladgi Basin, South India: A testimony of syn-sedimentary tectonism. **sedimentary geology** 240, 1-13.
- PIRROTTA, C., BARBANO, M.S., 2011. Analysis of deformation structures in Pliocene and Quaternary deposits of the Hyblean Plateaux (south-eastern Sicily). **Tectonophysics** 499, 41–53.
- PLAZIAT, J.C., ABERKAN, M., REYSS, J.L., 2006. New late Pleistocene seismites in a shoreline series including eolianites, north of Rabat (Morocco). **Bull. Soc. géol. France**, 177 (6), 323-332.
- RANA, N., BHATTACHARYA, F., BASAVAIHA, N., PANT, R.K., JUYAL, N., 2013. Soft sediment deformation structures and their implication for Late Quaternary seismicity on the South Tibetan Detachment System, Central Himalaya (uttarakhand), India. **Tectonophysics** 592, 165-174.
- ROSSETTI, D.F., 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. **Sedimentology** 46, 1065-1081.
- ROSSETTI, D.F., BEZERRA, F.H.R., GÓES A.M., NEVES B.B.B., 2011. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology** 235, 172–187.
- SAADI, A., 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, 1 (1), 1-15.
- SEILACHER, A., 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. **Sedimentology** 13, 155-159.
- SILVA, T.C. & TRICART, J. 1980. Problemas do Quaternário do Litoral Sul da Bahia. SBG. **Anais Cong. Bras. Geol.**, Camboriú, 1, 603-606.
- SUGUIO, K. E MARTIN, L., 1996. The Role of Neotectonics in the Evolution of the Brazilian Coast. **Geonomos**, 4 (2), 45-53.
- SUTER, F., MARTÍNEZ, J.I., VÉLEZ, M.I., 2011. Holocene soft-sediment deformation of the Santa Fe–Sopetrán Basin, northern Colombian Andes: Evidence for pre-Hispanic seismic activity? **Sedimentary Geology** 235, 188–199.
- VITTORI, E., LABINI, S.S., SERVA, L.A., 1991. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art. In: Stucchi, M., Postpischl, D., Slejko, D. (Eds.), Investigation of Historical Earthquakes in Europe. **Tectonophysics** 193, 9–32.

