



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
SISTEMA DE BIBLIOTECAS DA UNICAMP
REPOSITÓRIO DA PRODUÇÃO CIENTÍFICA E INTELLECTUAL DA UNICAMP

Versão do arquivo anexado / Version of attached file:

Versão do Editor / Published Version

Mais informações no site da editora / Further information on publisher's website:

<http://www.lsie.unb.br/rbg/index.php/rbg/article/view/1339>

DOI: 10.20502/rbg.v20i3.1339

Direitos autorais / Publisher's copyright statement:

©2019 by União da Geomorfologia Brasileira. All rights reserved.

DIRETORIA DE TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO

Cidade Universitária Zeferino Vaz Barão Geraldo

CEP 13083-970 – Campinas SP

Fone: (19) 3521-6493

<http://www.repositorio.unicamp.br>

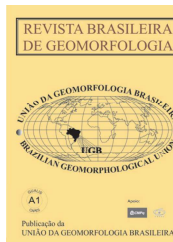


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 20, nº 3 (2019)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v20i3.1339>



GEOCRONOLOGIA DE EVENTOS DEPOSICIONAIS ASSOCIADOS ÀS COBERTURAS SUPERFICIAIS QUE SUSTENTAM E RECOBREM NÍVEIS DE TERRAÇOS MARINHOS PLEISTOCÊNICOS E HOLOCÊNICOS NO LITORAL SUL DE SANTA CATARINA (SC)

GEOCHRONOLOGY OF DEPOSITIONAL EVENTS ASSOCIATED WITH SURFACE COVERINGS THAT SUPPORT AND COVER OF PLEISTOCENE AND HOLOCENE MARINE TERRACES LEVELS IN THE SOUTH COAST OF SANTA CATARINA (SC)

Felipe Gomes Rubira

Centro das Humanidades, Universidade Federal do Oeste da Bahia

Rua Bertioga, 892, Barreiras, Bahia, CEP: 47810-059. Brasil

ORCID: 0000-0002-6594-8228

E-mail: felipe_rubira@hotmail.com

Archimedes Perez Filho

Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas

Rua Carlos Gomes, 250, Campinas, São Paulo, CEP: 13083-855. Brasil

ORCID: 0000-0001-6675-3740

E-mail: archi@ige.unicamp.br

Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):

08/11/2018

Aceito (Accepted):

21/06/2019

Palavras-chave:

Movimentos Glacioeustáticos,
Terraços Marinhos, Coberturas
Superficiais.

Keywords:

Glacio-eustatic Movements,
Marine Terraces, Surface
Coverings.

Resumo:

Esta pesquisa objetiva identificar, espacializar e caracterizar morfológicamente níveis de terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos dissecados pela dinâmica fluvial do baixo curso do rio Araranguá (SC), localizado no litoral sul do Estado de Santa Catarina. Simultaneamente objetiva correlacioná-los, mediante geocronologia das coberturas superficiais que os sustentam/recobrem, a episódios marinhos transgressivos e regressivos identificados pela literatura paleoclimática nacional e internacional. A metodologia baseou-se na elaboração de modelos digitais de elevação e perfis topográficos a partir de imagens de radar com resolução espacial de 30 metros; realização de trabalhos de campo, testes granulométricos e datações absolutas por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) em grãos de quartzo das coberturas superficiais, utilizando procedimentos indicados pelo protocolo SAR (*Single Aliquot Regenerative-dose*) em 15 alíquotas. Os resultados evidenciaram 4 níveis de terraços marinhos no litoral sul do Estado de Santa Catarina. Os terraços marinhos de nível I e II foram elaborados por episódios eustáticos pleistocênicos regressivos (*MIS5d* → *NI* e *NII* → >75.000 anos A.P.) que sucederam o máximo da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (*MIS5e*). Apresentam superfícies irregulares, bem dissecadas por processos erosivos, havendo afluentes do rio Araranguá, sistemas lagunares e atividades

antrópicas. Os terraços marinhos de nível III (*NIII* → $6.000 \pm 820 / 5.000 \pm 620$ anos A.P.) e IV (*NIV* → $420 \pm 65 / 165 \pm 35$ anos A.P.) foram elaborados por episódios eustáticos holocênicos regressivos que sucederam o máximo da Transgressão Santista há 5.500 anos A.P. (*MIS1*), os quais apresentam-se mais conservados e menos alterados pelos processos morfoesculturais atuais.

Abstract:

This research aims to identify, spatialize and morphologically characterize levels of Holocene and Pleistocene marine terraces dissected by the low course river dynamics of the Araranguá river (SC), located on the southern coast of the State of Santa Catarina. Simultaneously it aims to correlate them, through geochronology of the surface coverings that sustain/cover them, to transgressive and regressive marine episodes identified by national and international paleoclimate literature. The methodology was based on the elaboration of digital elevation models and topographic profiles from radar images with spatial resolution of 30 meters; realization of fieldwork, granulometric tests and absolute dating by Optically Stimulated Luminescence (OSL) in quartz grains of the superficial coverings, using procedures indicated by the SAR protocol (Single Aliquot Regenerative-dose) in 15 aliquots. The results showed 4 levels of marine terraces on the south coast of the State of Santa Catarina. The marine terrace levels I and II were elaborated by regressive Pleistocene eustatic episodes (*MIS5d* → *NI* e *NII* → >75.000 years B.P.) that succeeded the maximum of the *Cananéia* transgression 123.000 years B.P. (*MIS5e*). They present irregular surfaces, well dissected by erosive processes, tributaries of the Araranguá river, lagoon systems and anthropic activities. Marine Terrace levels III (*NIII* → $6.000 \pm 820 / 5.000 \pm 620$ years B.P.) and IV (*NIV* → $420 \pm 65 / 165 \pm 35$ years B.P.) were elaborated by regressive Holocene eustatic episodes that succeeded the maximum of the *Santos* transgression 5.500 years B.P. (*MIS1*), which are more conserved and less altered by the current morphoesculpture processes.

1. Introdução

Reconstituições geocronológicas em regiões litorâneas tornam-se cada vez mais importantes em pesquisas paleoclimáticas. A compreensão da dinâmica costeira, vinculada aos processos de erosão e sedimentação, resultantes de transgressões e regressões marinhas quaternárias (Johnson, 1919; Valentin, 1952; Bruun, 1962; Komar, 1976; Dominguez, 1983; Suguio, 2003; Meireles *et al.* 2005), além de contribuir para o entendimento da evolução da paisagem natural, oferece relevante importância para a sociedade atual, uma vez que 26% da população brasileira situa-se em zonas costeiras (IBGE, 2010).

Em relação ao litoral brasileiro sabe-se que mudanças/oscilações/pulsões climáticas produziram uma série de evidências geomorfológicas vinculadas às flutuações do nível relativo do mar, com gênese associada a episódios de transgressões e regressões marinhas ao longo do Pleistoceno e Holoceno (Dominguez *et al.*, 1990, Martin *et al.*, 1993; Angulo e Suguio, 1995; Angulo e Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 2002; Meireles *et al.*, 2005; Angulo *et al.*, 2006).

Estes episódios foram suscitados em função de alternâncias climáticas que impuseram estádios glaciais

e interglaciais globais, os quais promoveram alterações complexas, expressas nas formas de relevo por meio da modificação da intensidade dos processos morfogenéticos/pedogenéticos, erosivos/depositacionais.

Essas glaciações ocorreram após um longo período de aquecimento durante o Paleógeno/Neógeno, na passagem do Plioceno para o Pleistoceno, ocasionando arrefecimentos globais de até 6°C, tiveram uma ciclicidade de aproximadamente 120 mil anos ao longo dos últimos 800 mil anos, e mais curtas antes disso, logo o Quaternário testemunhou mais glaciações que aquelas designadas por Penck e Bruckner em 1909.

Presencia-se na época holocênica estágio interglacial, com *optimum* climático entre 8.000 e 6.000 anos A.P. e temperaturas elevadas desde então, interrompidas por breves pulsos climáticos responsáveis por impor períodos de resfriamentos globais holocênicos identificados por Thompson *et al.* (1986), Hughes e Diaz (1994), Bond *et al.* (1997, 2001), Crowley e Lowery (2000), Cronin *et al.* (2003), Datsenko e Sonechkin (2008), Wanner *et al.* (2008), Loso (2009), Ljungqvist (2010), Wanner *et al.* (2011) e Perez Filho e Rubira (2019).

Sobre estes registros, associados a *optimum* climáticos (Railsback *et al.*, 2015a), responsáveis pela

formação dos terraços marinhos que a presente pesquisa contempla, é que talvez se concentrem os principais estudos brasileiros. Destacam-se as pesquisas pioneiras, responsáveis pelas primeiras identificações dos estádios interglaciais MIS11c, MIS9e, MIS5e e MIS1 em território nacional: Villwock (1984), Suguio e Martin (1978), Bittencourt *et al.* (1979), Suguio *et al.* (1985), Kowsmann *et al.* (1977), Angulo e Suguio (1995), Corrêa (1979, 1996) e Martin *et al.* (1996).

Cabe ressaltar que atualmente vários estudos vêm empregando novos recursos e metodologias responsáveis pela renovação de conhecimento geocronológico e intensificação de detalhamento estratigráfico de barreiras marinhas transgressivas/regressivas no litoral sul do Brasil (Barboza *et al.*, 2011; Krebs, 2004; Dantas *et al.*, 2005; Horn Filho *et al.*, 2014). Tais barreiras são vinculadas a proposta evolutiva de Villwock (1984) para cordões litorâneos sul rio grandenses (sistemas lagunas-barreiras), desenvolvidos nos estádios interglaciais supracitados. Neste contexto, destacam-se algumas pesquisas de caráter geocronológico:

- *Datações por termoluminescência (TL)* em areias costeiras do Rio Grande do Sul (Poupeau *et al.* 1984, 1988 e Dillenburg 1994);

- *Datações radiocarbônicas (¹⁴C)* em sambaquis já extintos (*Mesodesma Mactroides* e *Donax Hanleyanus*) encontrados na bacia hidrográfica do rio Araranguá (Duarte, 1995); em depósitos lagunares de barreira costeira vinculada ao sistema barreira-laguna IV (Travessas *et al.*, 2005); em moluscos (*Ostrea. Sp* e *T. plebeius*) situados no contexto do afogamento da desembocadura do Arroio Chuí, extremo sul do Rio Grande do Sul (Caron, 2007); em registros palinológicos adjacentes a Lagoa de Sombrio, no sul de Santa Catarina (Cancelli, 2012); em registros palinológicos de matas paludiais e depósitos fluviolagunares de materiais holocênicos no sul de Santa Catarina (Schneider, 2012);

- *Datações por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE)* em depósitos de *loess* na planície costeira sul do Estado do Rio Grande do Sul (Lopes *et al.* 2016); em planície de cordões litorâneos arenosos de margem lagunar, na porção norte do litoral do Rio Grande do Sul (Bittencourt *et al.*, 2017); em depósitos eólicos indiferenciados, lençol de areia e campo de dunas localizados nas bacias hidrográficas dos rios Araranguá e Uruçunga, litoral sul de Santa Catarina (Rodrigues,

2017); em coberturas superficiais de baixos terraços fluviais, fluviomarinhos e marinhos holocênicos na planície costeira da bacia hidrográfica do rio Araranguá (Rubira e Perez Filho, 2018).

De maneira geral, os resultados dos estudos supracitados correlacionam-se com a dinâmica geocronológica inferida por esta pesquisa para a planície costeira da bacia hidrográfica do rio Araranguá, determinada mediante datações por LOE nas coberturas superficiais que compõem e recobrem terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos.

Verifica-se, com base na literatura, intensa dinâmica costeira erosiva/deposicional ao longo do Quaternário, impulsionada por alterações climáticas recentes do tempo geológico. Deste modo, compreender como o clima e as flutuações eustáticas se apresentaram na história geomorfológica quaternária do litoral brasileiro pode elucidar o comportamento dos componentes ambientais, sobretudo do relevo, diante de tais oscilações e seus elementos de controle.

Nesta perspectiva, esta pesquisa objetiva identificar, espacializar e caracterizar morfologicamente níveis de terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos dissecados pela dinâmica fluvial do baixo curso do rio Araranguá (SC), localizado no litoral sul do Estado de Santa Catarina. Simultaneamente objetiva correlacioná-los, mediante geocronologia das coberturas superficiais que os sustentam/recobrem (LOE), a episódios marinhos transgressivos e regressivos identificados pela literatura paleoclimática nacional e internacional.

2. Metodologia

2.1 Elaboração dos produtos cartográficos e identificação dos terraços marinhos

A delimitação da bacia hidrográfica do rio Araranguá (SC), elaboração do mosaico das imagens de radar SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução espacial de 30 metros (1 segundo de arco) e posterior delimitação da área da bacia hidrográfica do rio Araranguá foram realizadas pelo *software ArcGIS 10.5*. As imagens foram adquiridas na plataforma online da *Earthexplorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Em relação as imagens SRTM, Barros *et al.* (2005) atenta para a possibilidade de deformações presentes na geometria que podem perturbar dados altimétricos, os autores enfocam a necessidade de correção mediante

ortorretificação e interpolação para que se tornem confiáveis. Estas deformações referem-se a valores espúrios (positivos e negativos).

Salienta-se que as imagens adquiridas do setor referente a área de estudo possuíam poucas falhas atreladas a valores nulos e negativos, demonstrando boa qualidade. Para correção das irregularidades intrínsecas as imagens, utilizou-se a metodologia desenvolvida por Ladeira Neto (2010), em trabalho vinculado a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e centro de desenvolvimento tecnológico (CEDES).

Inicialmente, converteu-se a imagem *raster*, para *shapefile* de pontos (*Arc Toolbox – Conversion Tools > Raster to Point*). Por meio desta conversão foi gerado *grid* regular pontual, onde os valores nulos da imagem foram evidenciados. Os valores negativos foram selecionados e eliminados mediante manipulação da tabela de atributos (*Editor – Start Editing > Open Attribute Table > Select By Attributes > “GRD_CODE < 0” > Apply > DEL*). Após a exclusão dos dados nulos/negativos iniciou-se o processo de interpolação por meio do método de triangulação no *grid* pontual (*3D Analyst > Create TIN From Features > Layers > Height source: GRID_CODE > Triangulate as: Mass points > Tag value fields: GRID_CODE > OK*). Finalmente, obteve-se um novo produto *raster* relativo ao modelo digital do terreno (MDT) por meio do TIN gerado (*3D Analyst > TIN to Raster > Input TIN > Output Data Type (optional): FLOAT > Method (optional): LINEAR > CELLSIZE: 30m > OK*).

Com a execução destes procedimentos os valores nulos e pontos negativos foram interpolados, aumentando a confiabilidade dos dados altimétricos contidos nas imagens, os quais foram conferidos posteriormente com a altitude fornecida em campo pelo GPS (*Global Positioning System*).

O modelo digital de elevação (MDE) foi obtido mediante das imagens SRTM e permitiu identificação preliminar de diferentes níveis de terraços marinhos. Este procedimento realizou-se por meio do *software Global Mapper 18*.

Rupturas de declive associadas às rampas dos terraços foram identificadas, demarcando passagem para outros compartimentos geomorfológicos localizados em níveis altimétricos inferiores, os quais posteriormente foram confirmados em trabalhos de campo. Desta maneira, por meio de vetorização, os *shapes* poligonais de área foram delimitados e a espacialização dos terraços

marinhos pôde ser confeccionada.

Salienta-se que o uso da terra na área de estudo favoreceu a confiabilidade altimétrica das informações provenientes do SRTM corrigido/interpolado e do MDE confeccionado, uma vez que a atividade predominante se vincula a rizicultura, caracterizada por baixa elevação. Soma-se a este fator a deficiência de extratos arbóreos na bacia hidrográfica do rio Araranguá em função de sucessivos desmatamentos. Tais fatores possibilitaram que os dados altimétricos se tornassem mais confiáveis.

As localizações dos pontos de amostragem foram plotadas sobre o MDE por meio do *software Global Mapper 18*, mediante inserção das coordenadas geográficas (x, y). Os perfis topográficos A-B, C-D, E-F e G-H também foram elaborados com auxílio do *software Global Mapper 18* e imagens SRTM, evidenciando assim os diferentes níveis de terraços marinhos.

Após as etapas preliminares de gabinete foram realizados trabalhos de campo, os quais objetivaram a confirmação dos quatro níveis de terraços marinhos identificados. Assim, foram coletadas amostras das coberturas superficiais, que posteriormente, foram enviadas ao laboratório para a realização de análises físicas e datações absolutas por LOE.

2.2 Análises granulométricas

As análises físicas foram realizadas pelo Laboratório de Solos da Faculdade de Engenharia Agrícola (FEAGRI) da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), onde foram verificadas as frações de areia, silte e argila. Os procedimentos metodológicos foram baseados na metodologia de análise física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), desenvolvida por Camargo *et al.* (2009). Foram realizados testes granulométricos de cinco frações da areia (muito grossa, grossa, média, fina, muito fina) por meio do peneiramento (1mm, 0,5mm, 0,25mm, 0,125mm e 0,053mm). As frações de silte/argila foram determinadas pelo método da pipeta mediante solução dispersante e agitação da suspensão por 30 segundos.

A definição das classes texturais foram realizadas com base na proposta metodológica do diagrama ternário textural de Flemming (2000), elaborado a partir da modificação e expansão das classificações propostas pelos diagramas texturais de Reineck e Siefert (1980) e Pejrup (1988).

2.3 Idade de soterramento das coberturas superficiais (Datações por LOE)

A partir da técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) tornou-se possível estabelecer potencialmente a última exposição dos sedimentos à luz do sol antes de serem soterrados, portanto, tornou-se viável determinar idades de eventos deposicionais responsáveis pelos soterramentos das coberturas superficiais. O método apresenta-se fundamental para geocronologia do Quaternário, já que sua abrangência temporal, de acordo com Storani e Perez Filho (2015), vai de 100 anos A.P. até aproximadamente 1 milhão de anos A.P.

Segundo Huntley *et al.* (1985, 1991, 1996) a emissão da energia da luz solar libera os elétrons aprisionados nos sólidos cristalinos. A liberação desses elétrons aprisionados por estímulo luminoso reduz o sinal de LOE a zero (idade). Após um novo processo de deposição, esses grãos que antes estavam expostos na superfície, ficam soterrados e permanecem fora do alcance da luz solar.

Segundo Murray (1996) e Murray e Roberts (1998), a partir deste momento os elétrons e a rede cristalina do quartzo ou feldspato são submetidos às radiações ionizantes como a radiação cósmica, radiação alfa (α), beta (β) e gama (γ), oriundas principalmente de isótopos radioativos componentes das coberturas superficiais (tório, urânio e potássio).

As radiações ionizantes, α , β e γ , ionizam o cristal formando defeitos cristalinos, conseqüentemente o acúmulo de energia emitida pelo decaimento dos isótopos radioativos, fazem com que ocorram aprisionamentos de elétrons nos defeitos cristalinos do cristal, portanto quanto maior for o tempo aos quais estes grãos estão sem exposição à luz, maior a população de elétrons armadilhados.

O princípio da técnica se aplica na medição do sinal luminescente que este cristal emite quando excitado com um comprimento de onda específico (luz azul), e a intensidade de luminescência medida, é diretamente proporcional a quantidade de elétrons armadilhados na rede cristalina dos grãos analisados. Assim, a intensidade da LOE é proporcional à concentração de elétrons aprisionados no cristal, este é proporcional à dose de radiação a que o cristal foi submetido e finalmente ao tempo em que o cristal ficou exposto à radiação ionizante (beta, gama e cósmica).

A idade (I) é obtida através da medição da dose armazenada nos grãos analisados (P), dividido pela taxa

de radiação ionizante. Sallun *et al.* (2007) nos apresenta a equação:

$$I = \frac{P}{DA\gamma + DA\beta + DAr.C}$$

onde:

I = Idade;

P = Paleodose (Gy), que corresponde à energia total absorvida pelo cristal por meio da incidência de radiações ionizantes;

$DA\gamma + DA\beta + DAr.c$ = doses anuais (Gy/ano) relativas às doses de radiações gama, beta e cósmica, respectivamente.

As doses anuais, taxa de radiação dos sedimentos, são obtidas a partir da determinação dos teores de $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ (Urânio), ^{232}Th (ppm) (Tório) e ^{40}K (%) (Potássio) por espectroscopia- γ da amostra natural, sem nenhum tratamento.

Dessa maneira estabelece-se o período que perdurou desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez (momento da deposição/soterramento) e assim, determina-se a idade da amostra.

As datações absolutas por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) foram realizadas pelo Laboratório Datação (Datação, Comércio & Prestação de Serviços LTDA – São Paulo/SP), utilizando-se o método SAR (*Single Aliquot Regenerative-dose*) em grãos de quartzo, proposto por Wintle e Murray (2000) e Murray e Wintle (2000), com 15 alíquotas (curvas de calibração), para determinar por exemplo, o momento de deposição das coberturas superficiais marinhas.

As coletas de amostras dos materiais superficiais dos terraços, para fins de datação absoluta por LOE, são realizadas por meio da abertura de trincheiras. Esta etapa requer procedimentos extremamente cautelosos e cuidadosos para que as coletas não sejam realizadas de maneira errônea, o que poderia perturbar a confiabilidade das idades obtidas.

A exposição da cobertura superficial à radiação solar e a demora em enviar a coleta ao laboratório podem alterar a confiabilidade dos dados. Para evitar tais problemas, devem-se seguir à risca os procedimentos indicados pelo método SAR, considerados os mais confiáveis para datações provenientes do método em questão.

Para coleta dos materiais é utilizado um tubo de *Polyvinyl chloride* (PVC) de cor escura, de aproximadamente 60 cm de comprimento e 6 cm de diâmetro, para que, a amostra não seja exposta a radiação solar. Este tubo é introduzido horizontalmente no perfil vertical da cobertura superficial, utilizando uma marreta para bater na ponta exposta, com a finalidade de que a amostra não seja submetida a radiação de qualquer natureza, principalmente luz solar ou artificial.

Após a introdução do tubo é necessário verificar se está preenchido pelos materiais superficiais. Caso não esteja, a trincheira deve ser prolongada remontantemente, repetindo o processo até que o tubo fique completamente preenchido. Posteriormente, as extremidades devem ser lacradas com tampa (CAP) de PVC, para que a amostra não fique exposta a luz. Em seguida, o tubo é cuidadosamente retirado e envolvido em saco plástico preto. As pontas são lacradas com fita plástica adesiva e o tubo é nomeado com a identificação do ponto de coleta e com a direção (sentido) que o mesmo foi introduzido.

3. Resultados

3.1 Identificação, espacialização e caracterização morfológica dos terraços marinhos

Por meio dos trabalhos de gabinete e campo foram identificados quatro níveis de terraços marinhos na margem sul do rio Araranguá (Figura 1A e 1B).

A borda do alto terraço marinho pleistocênico de nível I caracteriza-se por um declive contínuo em direção ao Oceano Atlântico, com níveis bruscos de escalonamento suscitados em função dos processos de dissecação. Atualmente o topo atinge 26 metros e a base 15 metros de altitude ao longo de sua extensão horizontal (Figura 1C, 1D e 1E), fato ocasionado pela superposição de depósitos eólicos superficiais e a elevações residuais do Grupo Passa Dois e Tubarão.

O terraço marinho intermediário pleistocênico de nível II apresenta superfície irregular e bem dissecada por processos erosivos impostos pelo desenvolvimento de depressão lagunar pleistocênica, responsável pelo desaparecimento da maior parte da superfície geomorfológica em questão, a qual encontra-se totalmente fragmentada. O topo atinge 15 metros de altitude em função de remobilização dos sedimentos marinhos suscitados pela ação do vento e incorporação de sedi-

mentos eólicos ao longo do perfil, os quais encontram-se interdigitados e apresentam-se responsáveis pela maior elevação altimétrica desta superfície geomorfológica. A base localiza-se a 10 metros em relação ao nível do mar atual. Espacializa-se entre extremidades do alto terraço marinho a oeste (NI) e depressões lagunares/lagoas holocênica a leste (sistema Laguna-Barreira IV) (Figura 1C, 1D e 1E).

O baixo terraço marinho holocênico de nível III apresenta características morfológicas distintas ao longo de sua superfície. Nos setores ao sul, que não foram datados, apresenta sucessão de cristas e cavas relativamente preservadas entre as lagoas de Sombrio e Caverá a oeste e linha de costa a leste, com altitudes máximas de 9 metros. Ao norte, próximo ao rio Araranguá observa-se patamar único suavizado em direção ao Oceano Atlântico, o topo situa-se a 8 metros e a base localiza-se a 5 metros (Figura 1C, 1D e 1E), morfologia imposta pelo retrabalhamento eólico superficial, responsável por remobilizar os materiais praias que compunham sucessões de cristas e cavas com posterior deposição espreada sobre este nível ao longo do Holoceno. Esta superfície geomorfológica situa-se nas extremidades dos terraços de idades pleistocênicas, sendo separado destes por depressões alongadas paralelas a linha de costa, exibindo declividade rumo ao oceano (Rubira e Perez Filho, 2018).

O baixo terraço marinho holocênico de nível IV apresenta superfície plana e patamar único e suavizado em direção ao Oceano Atlântico (Figura 1C, 1D e 1E). Esta superfície é bem demarcada por faixa dunar paralela à linha de costa. O topo situa-se a 5 metros e a base localiza-se a 1,32 metros, próxima a praial atual (Rubira e Perez Filho, 2018).

3.2 Classificação das coberturas superficiais

As coberturas superficiais que compõem e recobrem os terraços marinhos do litoral sul do Estado de Santa Catarina foram classificadas mediante aberturas das trincheiras para análise do perfil vertical *in loco* com posterior investigação em laboratório. Infere-se que em setores adjacentes possa ocorrer variação das características, principalmente em função da intensa atividade eólica atuante no litoral sul do Brasil, visto que em todos níveis de terraço constatou-se acúmulo de materiais eólicos ou retrabalhamento suscitado pela ação do vento.

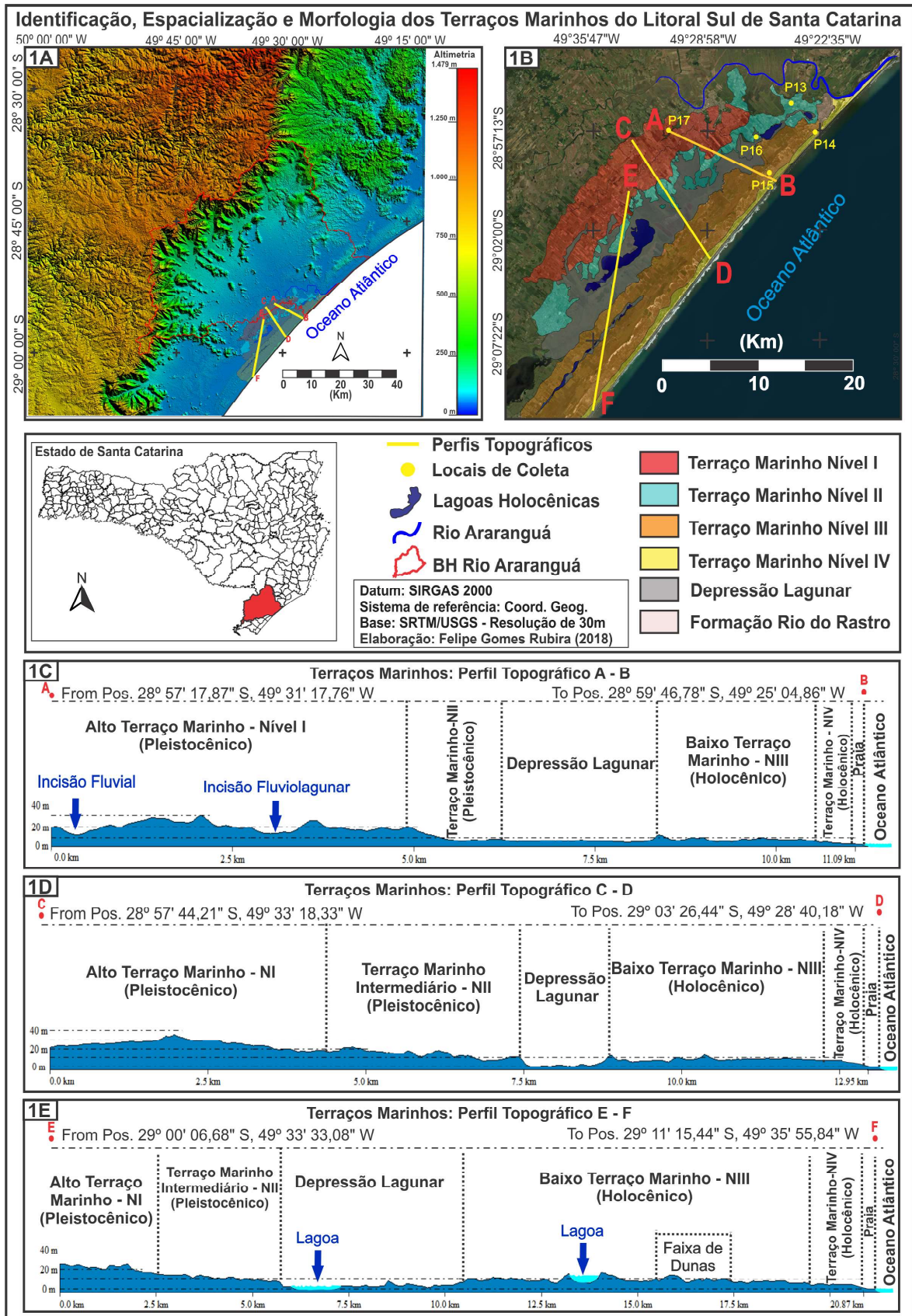


Figura 1 - A e B) localização da área de estudo, modelo digital de elevação, espacialização das superfícies geomorfológicas e pontos de coleta para análise granulométrica e datação por LOE. C, D e E) caracterização morfológica dos quatro níveis de terraços marinhos (perfis topográficos)

As coberturas superficiais do alto terraço marinho de nível I são representadas pela sobreposição de sedimentos marinhos arenosos pleistocênicos, predominantemente finos, bem selecionados, de cores claras (Figura 2A, 2B e 2D), recobertos por sedimentos eólicos areno-argilosos avermelhados do tipo *loess*, mal selecionados que constituem espessa duna pleistocênica fóssil pedogenizada (Figura 2A, 2B e 2C).

Os materiais do terraço marinho intermediário de nível II são constituídos por areias quartzosas marinhas e eólicas interdigitadas, predominantemente finas, inconsolidadas, de cores cinzas claras a amareladas, não pedogenizadas. Os sedimentos depositados por transporte marinho foram remobilizados por ação eólica (Figura 2E e 2F).

As coberturas superficiais do baixo terraço marinho

de nível III são compostas por areias marinhas quartzosas inconsolidadas, predominantemente finas, bem selecionadas, de cores claras, sobreposta por delgada camada estratigráfica eólica superficial de recobrimento esbranquiçada, composta predominantemente por areia muito fina. Diferentemente do nível II, tais materiais não se apresentam interdigitados, estando bem definidas duas camadas estratigráficas de acumulação (Figura 2G e 2H).

Os materiais do baixo terraço marinho de nível IV referem-se a areias marinhas quartzosas muito finas a médias, inconsolidadas, bem selecionadas, de cores claras creme a amarelada (no local de coleta). Observa-se acumulação eólica espriada em outros locais desta superfície geomorfológica proveniente da dissipação de dunas frontais holocênicas paralelas a linha de costa atual (Figura 2H).

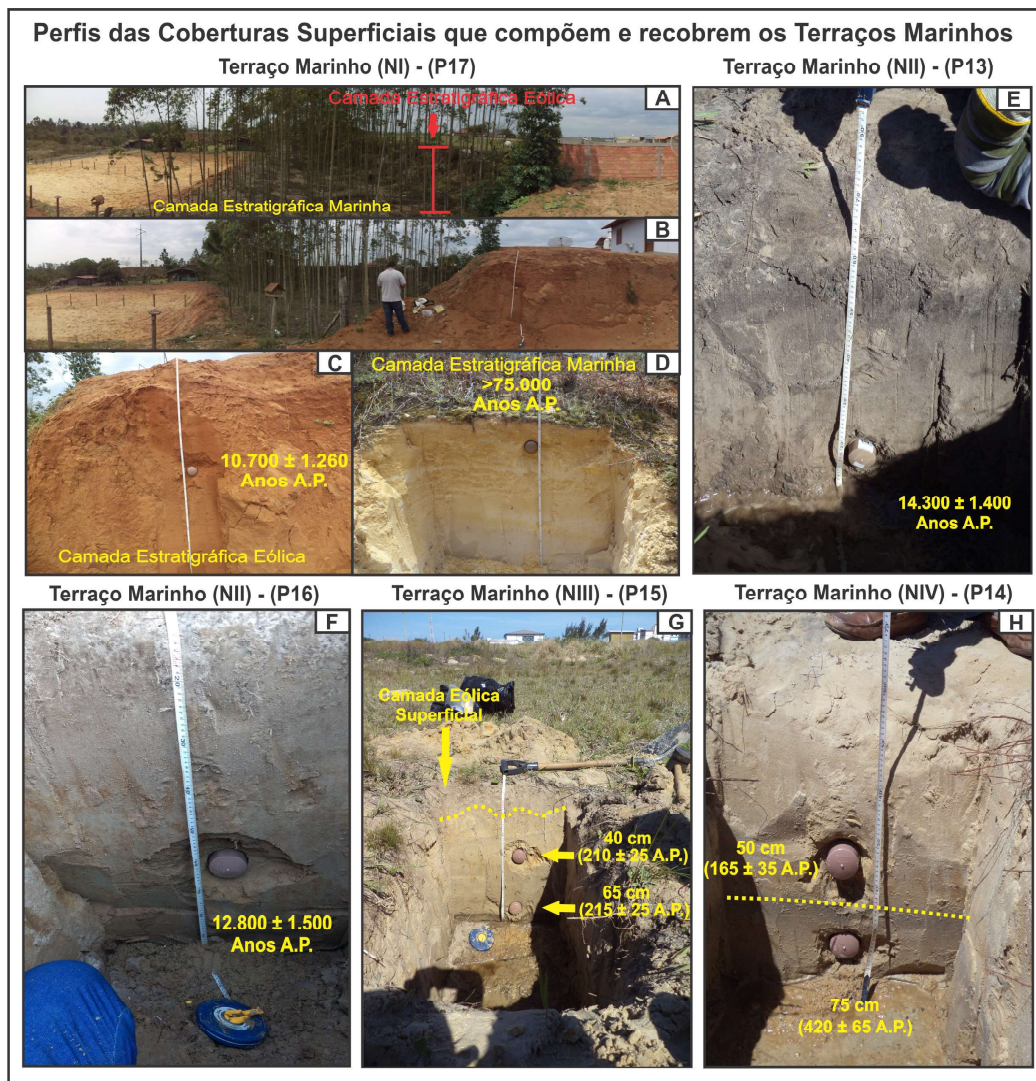


Figura 2 - A, B, C, D, E e F) perfis das coberturas superficiais que compõem e recobrem os terraços marinhos pleistocênicos do litoral sul de Santa Catarina. G e H) perfis das coberturas superficiais que compõem e recobrem os terraços marinhos holocênicos do litoral sul de Santa Catarina

3.3 Idades dos eventos deposicionais e granulometria das coberturas superficiais

Datações por Luminescência Ópticamente Estimulada e análises granulométricas foram realizadas nas coberturas superficiais que compõem e recobrem os terra-

ços marinhos identificados (Tabela 1). Salienta-se que os dados granulométricos se referem à profundidade exata dos locais de coleta para datação por LOE. Mediante análise dos resultados pôde-se classificar a textura dos materiais com base em Flemming (2000) (Tabela 1).

Tabela 1: Localização geográfica dos pontos de amostragem, altitude dos terraços, profundidade das coletas, resultados granulométricos, classificações texturais baseadas na proposta metodológica de Flemming (2000) e resultados das idades vinculadas aos eventos deposicionais das coberturas superficiais.

DESCRIÇÕES GERAIS DAS COLETAS/AMOSTRAS E IDADES DOS EVENTOS DEPOSICIONAIS						
Unidade de relevo	Localização Geográfica (x,y)	Altitude Terraço (m)	Profundidade de coleta (cm)	Granulometria	Textura	Idade
Alto Terraço Marinho Pleistocênico (NI)						
Alto Terraço Marinho – N I (camada eólica loess)	49° 31' 17.76" W 28° 57' 17.57" S	20m	100	A (59,0%) Ar (38,5%) S (2,5%)	Areia muito argilosa	10.700 ± 1.260
Alto Terraço Marinho – N I (camada marinha)	49° 31' 17.95" W 28° 57' 14.29" S	14m	690	A (88,0%) Ar (2,5%) S (9,5%)	Areia levemente siltosa	>75.000 (Saturada)
Terraço Marinho Pleistocênico Intermediário (NII)						
Terraço Marinho Intermediário – N II (P13)	49° 24' 10.60" W 28° 55' 54.07" S	9m	60	A (98,9%) Ar (0,6%) S (0,5%)	Arenosa	14.300 ± 1.400
Terraço Marinho Intermediário – N II (P16)	49° 26' 12.40" W 28° 57' 36.79" S	10m	65	A (92,2%) Ar (2,0%) S (5,8%)	Areia levemente siltosa	12.800 ± 1.500
Baixo Terraço Marinho Holocênico (NIII)						
Baixo Terraço Marinho - N III	49° 25' 6.59" W 28° 58' 55.58" S	7.5m	40	A (99,3%) Ar (0,2%) S (0,5%)	Arenosa	210 ± 25 (Rubira e Perez Filho, 2018)
Baixo Terraço Marinho – N III	49° 25' 6.59" W 28° 58' 55.58" S	7.5m	65	A (99,3%) Ar (0,7%) S (0,0%)	Arenosa	210 ± 25 (Rubira e Perez Filho, 2018)
Baixo Terraço Marinho Holocênico (NIV)						
Baixo Terraço Marinho – N IV	49° 22' 46.84" W 28° 57' 17.27" S	4.5m	50	A (99,1%) Ar (0,2%) S (0,7%)	Arenosa	165 ± 35 (Rubira e Perez Filho, 2018)
Baixo Terraço Marinho – N IV	49° 22' 46.84" W 28° 57' 17.27" S	4.5m	75	A (94,4%) Ar (0,2%) S (0,7%)	Areia Levemente Siltosa	420 ± 65 (Rubira e Perez Filho, 2018)

*A – Areia; Ar – Argila; S – Silte.

Ressalta-se que também foram realizadas outras coletas para análises físicas ao longo da verticalidade da trincheira, para constatar a variação da composição granulométrica em profundidade no perfil (Figura 3).

Segundo interpretação sustentada pelas datações absolutas realizadas por Luminescência Ópticamente Estimulada, associa-se a formação do alto terraço

marinho pleistocênico de nível I a episódio eustático regressivo que sucedeu o máximo da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e). A amostra coletada a 690cm de profundidade, referente aos antigos materiais praias, saturou com 75.000 anos A.P. devido à alta radioatividade dos depósitos associados aos valores de Th (ppm), U (ppm), K (%).

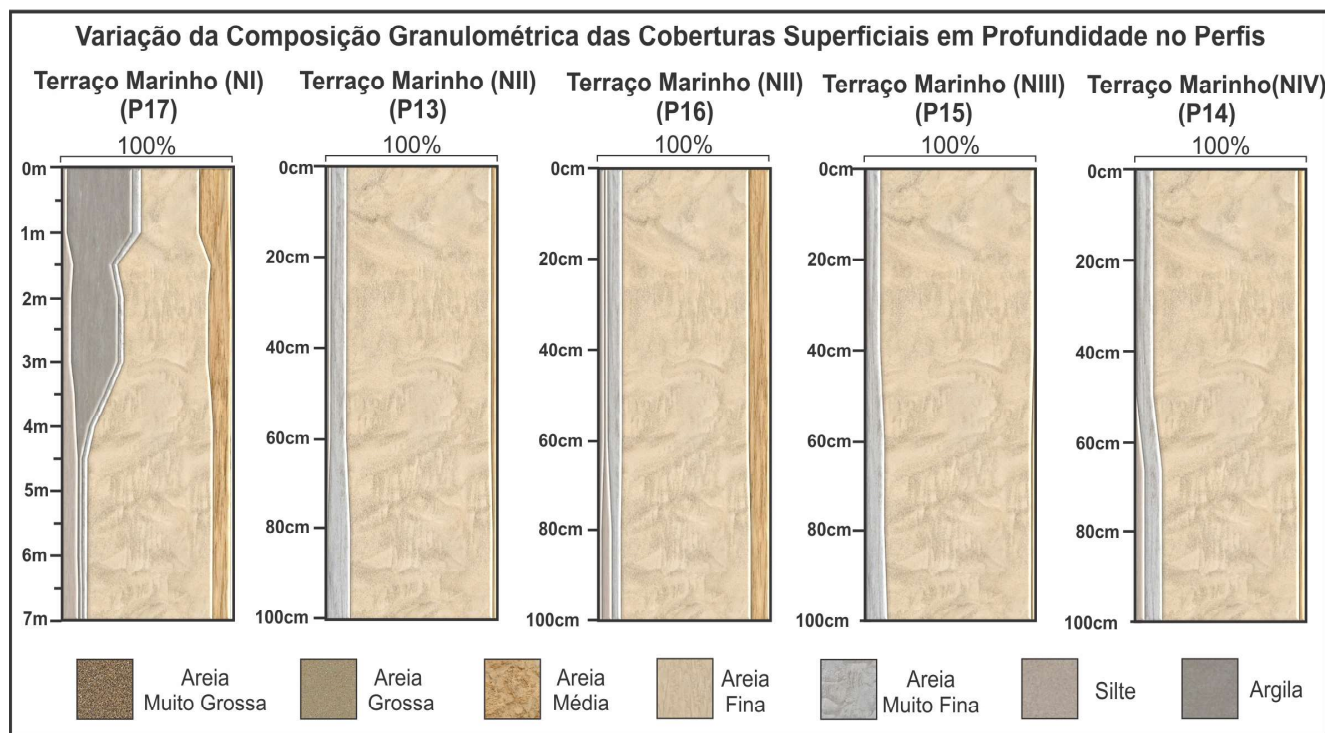


Figura 3 - Variação da composição granulométrica em profundidade no perfil

Atualmente, os sedimentos marinhos de coloração amarelada do alto terraço pleistocênico possuem 88% de areia (74,1% de areia fina + 10,6% de areia média + 3,3% de areia muito fina), 9,5% de silte e 2,5% de argila. Este depósito encontra-se recoberto por materiais de coloração avermelhada depositados por transporte eólico, os quais possuem 59% de areia (34,5% de areia fina + 18,6 de areia média + 5,2% de areia muito fina + 0,7% de areia muito grossa), 2,5% de silte e 38,5% de argila, uma clara diferença textural. Os materiais eólicos, do tipo *loess*, sobrepostos aos sedimentos marinhos, encontram-se profundamente pedogenizados, em pelo menos 5m de espessura, enriquecidos em matriz secundária, composta por argilas e óxidos de ferro. Foram classificados como Argissolo Vermelho Amarelo.

A datação realizada em sedimentos coletados a 100cm de profundidade, referente a camada estratigráfica eólica, revelou a idade de soterramento (10.700 ± 1.260 anos A.P.). Desta maneira, pôde-se estimar o período de ocorrência do último evento deposicional atuante nesta superfície geomorfológica.

Em relação ao terraço marinho intermediário de nível II, verifica-se composição por sedimentos praias pleistocênicos depositados durante regressão que sucedeu o auge transgressivo Cananeense (MIS5e) entre 123.000 e 100.000 anos A.P. (MIS5d), remobilizados

posteriormente por atividades eólicas pleistocênicas-holocênicas. Também se associa ao desenvolvimento de sistema Laguna-Barreira III (Villwock, 1984).

Tal dinâmica fez com que os resultados provenientes das datações por LOE das coberturas superficiais deste terraço marinho intermediário, revelassem idades associadas ao último evento deposicional eólico, o qual foi responsável por remobilizá-las e soterrá-las pela última vez, em detrimento do evento deposicional atrelado a regressão (MIS5d) que sucedeu o auge da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e).

As datações revelaram idades do Pleistoceno Superior para as coberturas superficiais deste terraço, 12.800 ± 1.500 anos A.P para os materiais da trincheira P16 e 14.300 ± 1.400 anos A.P. para os sedimentos da trincheira P13. Tais resultados corroboram com a hipótese de que estes materiais marinhos foram remobilizados e anexados a sedimentos eólicos durante nova deposição ao fim do Pleistoceno, originando uma só camada estratigráfica interdigitada (Figura 2E, 2F).

Verifica-se na trincheira P13 elevada porcentagem de areia (98,9%), sobretudo de areia fina (83,3%), seguidos por areia muito fina (13,1%) e areia média (média de 2,5%). As frações de silte (0,5%) e argila (0,6%) apresentaram baixos valores. Quanto a trin-

cheira P16, próxima a lagoa, também se nota elevada porcentagem de areia (92,2%), sobretudo de areia fina (75,5%), seguidos por areia média (10,9%), areia muito fina (5,4%) e areia grossa (0,4%). As frações de silte (5,8%) e argila (2,0%) também apresentaram baixos valores, observa-se um pequeno aumento da fração silte em relação aos materiais da trincheira P13 em função da maior proximidade com a lagoa, material característico em tais ambientes.

Por meio dos resultados geocronológicos vinculados aos terraços marinhos pleistocênicos (NI e NII) divulgados pelo presente estudo e dos resultados publicados pela pesquisa de Rubira e Perez Filho (2018), associados aos terraços marinhos holocênicos (NIII e NIV), pôde-se realizar discussões sobre a reconstituição geocronológica e reconhecer a gênese dos terraços marinhos com base na idade dos eventos de transporte e deposição, responsáveis por remobilizar e expor os materiais pela última vez a luz solar.

4. Discussões

Os terraços marinhos da planície costeira do litoral sul de Santa Catarina apresentam geocronologia e dinâmica evolutiva semelhante a observada no Estado do Rio Grande do Sul. As características estratigráficas dos depósitos marinhos pleistocênicos e holocênicos também corroboram para esta associação.

A dinâmica evolutiva das regiões litorâneas em questão, caracteriza-se pelo desenvolvimento de sistemas do tipo Laguna-Barreira, descritos por Dillenburg e Hesp (2009) como sistemas deposicionais típicos de setores costeiros controlados pela relação entre balanço local de sedimentos e ação das ondas, mediante variações do nível relativo do mar.

Desenvolvem-se em áreas onde há abundância de sedimentos arenosos, em suaves gradientes topográficos vinculados a extensas planícies costeiras, caracterizadas pela ausência de complexos cristalinos aflorantes junto à costa oceânica. Esta disposição favorece a atuação de eventos deposicionais marinhos em porções continentais mais interiorizadas, pois as transgressões não são limitadas por barreiras orográficas. Estas características morfológicas são condições determinantes para o desenvolvimento de sistemas do tipo Laguna-Barreira.

No Estado do Rio Grande do Sul, observa-se a coexistência de justaposições laterais relativas a quatro

sistemas deposicionais identificados pioneiramente por Villwock (1984) e Villwock *et al.* (1986): Sistema Laguna-Barreira I (*Transgressão mais antiga / MIS11c / 400.000 anos A.P.*); Sistema Laguna-Barreira II (*Transgressão Antiga / MIS9e / 325.000 anos A.P.*); Sistema Laguna-Barreira III (*Transgressão Cananeense / Penúltima Transgressão / MIS5e / 123.000 anos A.P.*); Sistema Laguna-Barreira IV (*Transgressão Santista / Última Transgressão / MIS1 / 5.500 anos A.P.*).

No litoral sul do Estado de Santa Catarina, verifica-se a preservação do Sistema Laguna-Barreira III (Pleistocênio) e Sistema Laguna-Barreira IV (Holocênio), representados por dois níveis morfológicos distintos de terraços marinhos em cada complexo deposicional. Os sistemas Laguna-Barreira mais antigos (I e II), categorizados por Villwock (1984), não foram identificados na área de estudo em razão de três fatores principais:

- Limitação imposta pela maior proximidade com escarpa da Serra Geral a Oeste em relação ao Litoral do Rio Grande do Sul;
- Soterramento promovido pela coalescência de extensos leques aluviais com direção NW-SE, desenvolvidos em função da erosão das rochas sedimentares gondwânicas em posição de rebordo planáltico na Serra Geral (Pontelli e Pellerin, 1998; Pontelli, 2005; Rubira e Perez Filho, 2017);
- Remobilização imposta por movimentos glacioeustáticos subsequentes (MIS5e/MIS1) responsáveis por recobrir sedimentos praias vinculados aos estágios MIS11c e MIS9e.

4.1 Alto Terraço Marinho Pleistocênio (NI)

O Alto Terraço Marinho de nível I possui gênese atrelada a movimento eustático pleistocênio, apresenta superfície irregular, bem dissecada por processos erosivos, afluentes do rio Araranguá e atividades antrópicas (saibreiras de areia).

Duarte (1995), a partir de análises subjetivas baseadas em indicativos altimétricos e grau de pedogênese, correlaciona a origem deposicional dos sedimentos marinhos deste terraço a eventos eustáticos regressivos anteriores a 123.000 anos A.P., referindo-se ao antepenúltimo evento transgressivo que ultrapassou o atual nível do mar, com auge de ocorrência há 320.000 anos A.P. (MIS9e) (Shackleton, 1969; Lambeck *et al.* 2002;

Railsback *et al.* 2015a; Railsback *et al.* 2015b).

Entretanto, como mencionado anteriormente, segundo interpretação sustentada pelas datações absolutas realizadas por Luminescência Opticamente Estimulada, associa-se a formação deste terraço a episódio eustático regressivo que sucedeu o máximo da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e). A amostra coletada a 690cm de profundidade, referente aos antigos materiais praias, saturou com 75.000 anos A.P. devido à alta radioatividade dos depósitos associados aos valores de Th (ppm), U (ppm), K (%).

A transgressão mencionada por Duarte (1995) atingiu o litoral sul catarinense, foi fundamental para o recuo da escarpa da Serra Geral a oeste, que durante ascensão do nível relativo do mar, há 320.000 anos, pode ter representado antiga *arriba* ativa, interpretação sustentada pelas evidências associadas a elevações residuais (Figura 1A). Contudo, os materiais relativos a este episódio eustático já foram totalmente recobertos pelos depósitos colúvioaluvionares dos leques aluviais, possuindo gênese vinculada ao recuo do rebordo planáltico da Serra Geral, do mesmo modo que movimentos eustáticos subsequentes remobilizaram e recobriram estes sedimentos praias relacionados a antepenúltima transgressão.

Atualmente, em Araranguá, a forma destes terraços é inexistente, pois já foram totalmente erodidas ou recobertas por outras camadas sedimentares. Os materiais, possivelmente ainda permanecem na história do perfil, localizando-se em profundidade, sucedidos por camadas estratigráficas lagunares, eólicas, colúvias e marinhas, referente a regressões ocorridas após auges transgressivos interglaciais de 123.000 (MIS5e) e 5.500 anos A.P. (MIS1), responsáveis por alterar toda dinâmica e fisionomia da paisagem costeira (Shackleton, 1969; Lambeck *et al.* 2002; Railsback *et al.* 2015a; Railsback *et al.* 2015b).

A extensão territorial continental relativa à retrogradação da costa durante o máximo transgressivo Cananeense (MIS5e) é compreendida em 13.05 km em relação a linha de praia atual do litoral sul catarinense. Valor calculado a partir da extremidade oeste da paleo-laguna intrínseca a esta barreira regressiva pleistocênica. O limite inferior, o qual compreende a passagem para o terraço marinho intermediário (N II), situa-se a 8.29 km do atual nível relativo do mar e possivelmente indica momento de estabilização do Oceano Atlântico, res-

ponsável pela elaboração da borda do terraço mediante retrabalhamento de materiais promovidos pela ação das ondas e desenvolvimento de sistema laguna-barreira III, segundo proposta evolutiva de Villwock (1984) para os cordões litorâneos do Rio Grande do Sul.

Ao aproximar-se do rio Araranguá, verifica-se que o alto terraço marinho pleistocênico já foi completamente modificado em função da dinâmica erosiva fluvial, instalando-se no local extensa planície fluviomarinha.

Como apresentado anteriormente, os sedimentos marinhos de coloração amarelada do alto terraço pleistocênico (Nível I) possuem 88% de areia, 9,5% de silte e 2,5% de argila (Figura 2D). Este depósito encontra-se recoberto por materiais de coloração avermelhada depositados por transporte eólico, os quais possuem 59% de areia, 2,5% de silte e 38,5% de argila, uma clara diferença textural (Figura 2B, 2C). Estes materiais eólicos sobrepostos aos sedimentos marinhos encontram-se profundamente pedogenizados, em pelo menos 5m de espessura, enriquecidos em matriz secundária composta por argilas e óxidos de ferro. Foram classificados como Argissolo Vermelho Amarelo.

Correlaciona-se estes materiais, que compõem dunas fósseis pedogenizadas na planície costeira de Araranguá, com depósitos eólicos do tipo *loess* identificados por Lopes *et al.* (2016) no litoral sul do Estado do Rio Grande do Sul. Os autores desenvolveram proposta de nova unidade litoestratigráfica, denominada Formação Cordão, composta por silte fino e muito fino com areia e argila subordinadas, encontrada principalmente entre as barreiras costeiras pleistocênicas I, II e III, estando mais bem preservada no sistema laguna-barreira III.

Contudo, nota-se variações entre as características dos depósitos *loess* identificados por Lopes *et al.* (2016) com os verificados por esta pesquisa, principalmente em relação a espessura, composição granulométrica e provável área fonte de exportação de sedimentos.

Em relação a espessura e granulometria, os materiais encontrados por Lopes *et al.* (2016) possuem profundidade entre 1,5 m e 2 m, com proporção relativa média entre argila (6%), silte (72%) e areia (22%) indicando texturalmente que o *loess* encontrado barreira costeira III do Estado do Rio Grande do Sul é um limo siltoso, porém a quantidade de areia fina e muito fina permitiram aos autores classificá-lo como *loess* arenoso.

Tais características diferem dos materiais eólicos situados sobre o alto terraço marinho pleistocênico (NI)

da planície costeira de Araranguá, os quais apresentaram maior espessura (entre 5 m e 7 m) com predomínio de areia (59%) e argila (38,5%) em detrimento de silte (2,5%), fato que pode indicar a possibilidade da fração argila ser resultado da ruptura de agregados na fração silte, o que também leva a interpretação de um tipo de *loess* arenoso para estes depósitos, como ocorre mais ao sul do Brasil.

Possivelmente, as variações granulométricas também indicam mudança do aporte sedimentar em razão da diversificação da área fonte. Enquanto a origem dos depósitos *loess* analisados por Lopes *et al.* (2016) foi correlacionada ao sistema eólico pampeano da Argentina, a área fonte dos sedimentos *loess* da planície costeira do litoral sul do Estado de Santa Catarina associa-se a materiais erodidos durante recuo da escarpa da Serra Geral e ao desenvolvimento de extensos leques aluviais com direção NW-SE.

Segundo Rubira e Perez Filho (2017) a erosão da borda do planalto em climas pretéritos, mais secos que o atual, desenvolveu planícies de leques aluviais constituídas por depósitos colúvioaluvionares areno-siltico-argilosos de idade Pliopleistocênica da baixada litorânea sul-catarinense, os quais posteriormente podem ter sido parcialmente remobilizados sobre a camada estratigráfica marinha do terraço de nível I por transporte eólico, sendo aprisionados pela topografia da superfície geomorfológica em questão.

Assim, a elevada porcentagem de areia estaria vinculada a intemperização e erosão das rochas sedimentares gondwânicas em posição de rebordo planáltico (arenitos das Formações Palmas, Gramado e Botucatu), enquanto a presença da fração argila estaria associada a remobilização de partículas siltico-argilosas de leques aluviais distais (adjacentes a superfície marinha), onde a maior parte dos agregados siltosos podem ter sofrido ruptura após serem alojados sobre os materiais marinhos do alto terraço pleistocênico de nível I, originando assim a elevada proporção de argila observada no depósito *loess* sul catarinense.

Neste contexto, torna-se importante destacar os testes granulométricos realizados por Rubira e Perez Filho (2018) em sedimentos aluviais que compõem terraço fluvial do baixo curso do rio Araranguá. Nesta superfície geomorfológica, situada adjacientemente aos depósitos colúvio aluvionares dos leques aluviais supracitados, os autores obtiveram resultados que elucidam a proporção entre areia (59,0%), silte (22,9%) e argila

(18,1%) mencionada, reforçando a hipótese de que a área fonte dos depósitos *loess* de Araranguá estaria vinculada aos materiais erodidos do rebordo planáltico da Serra Geral e ao desenvolvimento dos leques aluviais.

Como exposto anteriormente, a datação realizada em sedimentos coletados a 100cm de profundidade, referente a camada estratigráfica eólica do tipo *loess*, revelou a idade de soterramento (10.700 ± 1.260 anos A.P.). Estes resultados corroboram com as datações realizadas por Lopes *et al.* (2016) em depósitos de *loess* na planície costeira sul rio grandense. Os autores obtiveram idades de luminescência que indicaram deposição entre 30.000 e 10.000 anos A.P., pelas quais puderam estimar taxa de acumulação em aproximadamente $630 \text{ g / m}^2 / \text{ano}$.

Desta maneira, pôde-se estimar o período de ocorrência do último evento deposicional atuante nesta superfície geomorfológica. Saliencia-se que o perfil em questão possui mais 1m de materiais acumulados, os quais possivelmente, em superfície, apresentam idade deposicional mais recente. A geocronologia realizada transparece também que a parte superior deste depósito foi modificada pelo acúmulo de argila no Holoceno.

Nesta perspectiva, infere-se que o soterramento por transporte eólico iniciou-se durante o Pleistoceno Superior, ao longo de período mais seco que o atual, vinculado ao término do Último Máximo Glacial (MIS2), há aproximadamente 17.500 anos A.P, prolongando-se até o Holoceno Médio, quando supostamente foi interrompido pelo estabelecimento de clima mais úmido que o atual, correlacionado ao *optimum* climático interglacial holocênico e transgressão santista (MIS1), responsável pela extinção da geração eólica em questão.

Martin *et al.* (1988), Duarte (1995), Silva *et al.* (2000), Krebs (2004), Dantas *et al.* (2005) e Horn Filho *et al.* (2014) corroboram com as interpretações desta pesquisa ao reconhecerem a atuação de transporte eólico sobre estes materiais marinhos, porém não fazem menção a depósitos do tipo *loess* e discordam em relação a ocorrência temporal deste evento deposicional, contudo é válido frisar que tais pesquisas não possuíam dados geocronológicos provenientes de datações absolutas.

4.2 Terraço Marinho Intermediário Pleistocênico (NII)

O Terraço Marinho Intermediário de nível II também é composto por sedimentos praias pleistocênicos depositados durante regressão que sucedeu o auge trans-

gressivo Cananeense (MIS5e) entre 123.000 e 100.000 anos A.P. (MIS5d), remobilizados posteriormente por atividades eólicas pleistocênicas-holocênicas. Também se associa ao desenvolvimento de sistema Laguna-Barreira III (Villwock, 1984).

Estas atividades eólicas, expuseram os materiais praias que estavam soterrados desde a regressão MIS5d novamente a luz solar. Com isso, a emissão da energia da luz, liberou os elétrons aprisionados nos sólidos cristalinos. A liberação desses elétrons aprisionados por estímulo luminoso reduziu o sinal de LOE a zero (idade), e após este novo processo de deposição (remobilização eólica), os grãos que antes estavam expostos na superfície foram soterrados novamente e permaneceram fora do alcance da luz do sol.

A partir deste momento, os elétrons e a rede cristalina do quartzo, foram mais uma vez submetidos às radiações ionizantes como a radiação cósmica, radiação alfa (α), beta (β) e gama (γ), oriundas principalmente de isótopos radioativos componentes do solo (tório, urânio e potássio), acumulando assim novo sinal de LOE (idade).

Tal dinâmica fez com que os resultados provenientes das datações por LOE das coberturas superficiais deste terraço marinho intermediário revelassem idades associadas ao último evento deposicional eólico, o qual foi responsável por remobilizá-las e soterrá-las pela última vez, em detrimento do evento deposicional atrelado a regressão (MIS5d) que sucedeu o auge da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e).

Como exposto anteriormente, as datações revelaram idades do Pleistoceno Superior para as coberturas superficiais deste terraço, 12.800 ± 1.500 anos A.P para os materiais da trincheira P16 e 14.300 ± 1.400 anos A.P. para os sedimentos da trincheira P13. Tais resultados corroboram com a hipótese de que estes materiais marinhos foram remobilizados e anexados a sedimentos eólicos durante nova deposição ao fim do Pleistoceno, originando uma só camada estratigráfica superficial interdigidada (Figura 2E, 2F).

Nota-se espacialização e fragmentação desta superfície em diferentes setores da planície costeira da bacia hidrográfica do rio Araranguá, descontinuidade correlacionada ao desenvolvimento de paleolaguna holocênica (sistema Laguna-Barreira IV), responsável pela dissecação da maior parte desta superfície. Ao norte, a

base deste terraço marinho intermediário é demarcada por rampa morfológica que delimita a passagem para ambiente fluviomarinho e evidencia dissecação promulgada pelo rio Araranguá (Figura 4).

O limite superior da extensão horizontal deste terraço, o qual compreende a passagem a oeste para o alto terraço marinho (NI), situa-se a 8.29 km do atual nível relativo do mar e indica momento de estabilização do Oceano Atlântico. O limite inferior, o qual compreende a passagem a leste para depressão lagunar holocênica (sistema Laguna-Barreira IV), situa-se a 5.11 km do nível do mar atual.

Próximo ao rio Araranguá, essa distância diminui para 2.13 km em função do estreitamento e desaparecimento das lagoas, locais onde o terraço marinho de nível II se prolonga, devido a menor dissecação imposta pelas mesmas. Este segmento mais alongado, indica o limite pretérito da borda deste compartimento geomorfológico (nível II) antes da instalação da paleolaguna holocênica.

Duarte (1995) aponta que este nível marinho intermediário II teria se formado concomitantemente ao nível I, portanto, a autora classifica estas superfícies marinhas (NI e NII) como única, sem distinção alguma por parte de ambas. Além deste fator, correlaciona a origem deposicional dos sedimentos marinhos deste terraço a eventos eustáticos regressivos anteriores a 123.000 anos A.P., referindo-se ao antepenúltimo evento transgressivo que ultrapassou o atual nível do mar, com auge de ocorrência há 320.000 anos A.P. (MIS9e).

A partir de interpretação elaborada, esta pesquisa discorda de tais análises realizadas por Duarte (1995). Para este estudo, há distinção de dois níveis em função de diferenças sedimentológicas e estratigráficas dos depósitos praias e eólicos. Sobretudo, da discrepância morfológica e altimétrica de tais superfícies.

Infere-se que os eventos deposicionais eólicos sobre o alto terraço marinho de nível I são divergentes do observado no nível II. Enquanto no nível I verifica-se espessos pacotes de dunas fósseis já pedogenizadas (*loess*) recobrimo os sedimentos praias, nos terraços marinhos de nível II nota-se remobilização dos materiais marinhos por atividade eólica e não propriamente, um soterramento dos materiais praias com adição de nova camada estratigráfica eólica superficial.

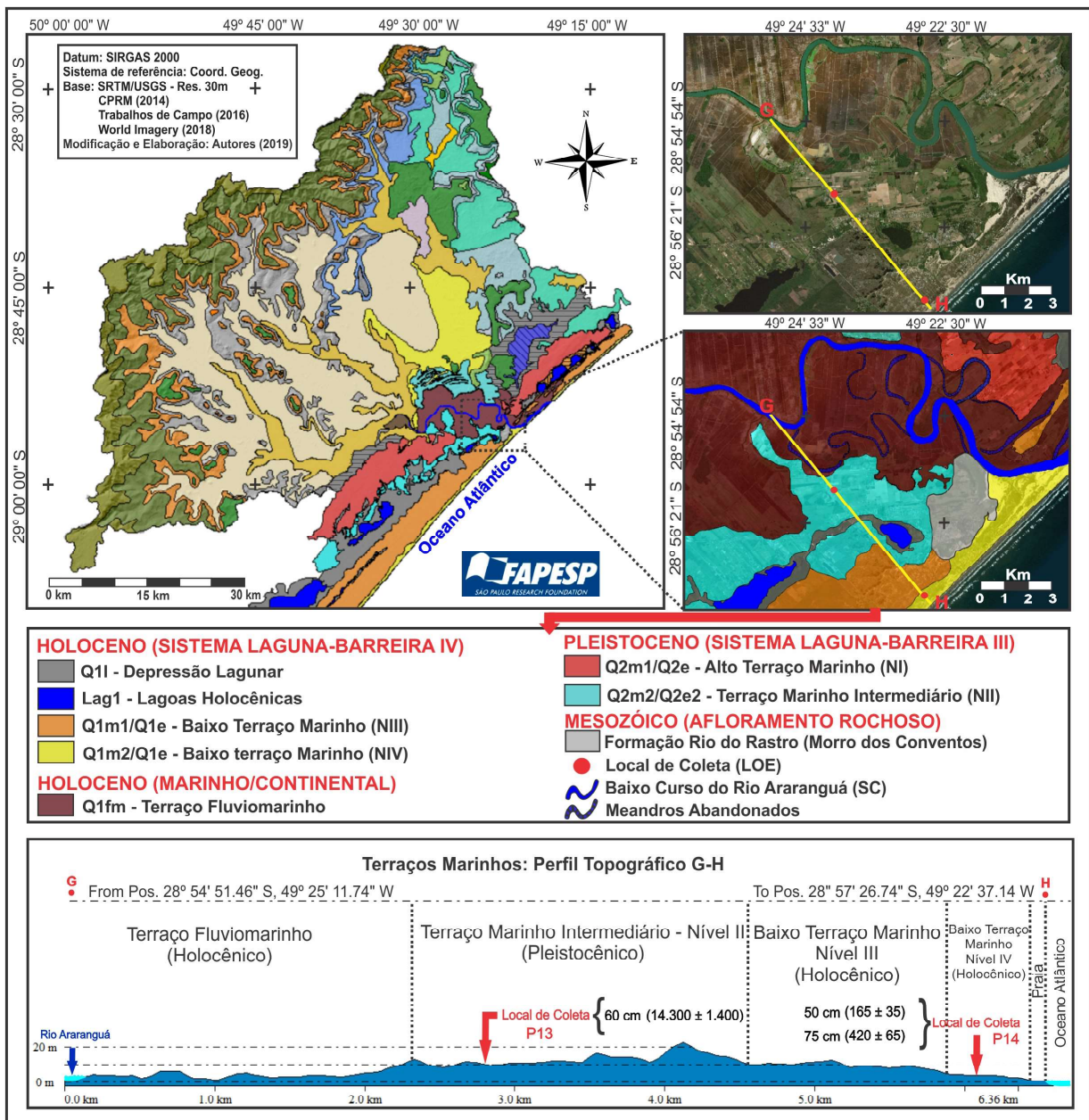


Figura 4 - Rampa morfológica que delimita a passagem para ambiente fluviomarinho e evidencia dissecação do terraço marinho intermediário pleistocênico promulgada pelo rio Araranguá

Esta pesquisa também diverge de Duarte (1995) em relação ao período de desenvolvimento desta superfície. Associa-se a formação deste terraço a episódio eustático regressivo (MIS5d) que sucedeu o máximo da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e), corroborando com as interpretações de Silva *et al.* (2000), Krebs (2004) e Dantas *et al.* (2005). Entretanto, estes autores, assim como Duarte (1995), também generalizaram os níveis I e II como um único nível.

Infere-se que, o evento eustático regressivo (MIS5d) não se configurou como progressivo, mas sim

como um evento que se caracterizou por momento de estabilização, com posterior continuação do movimento glacioeustático descensional (Figura 5).

Este período, no qual o nível relativo do mar manteve-se estável ao longo de alguns anos, possivelmente é representado pelo desnível associado a rampa morfológica localizada entre a passagem do nível I para o II (Figuras 1C, 1D, 1E). O retrabalhamento de materiais, proporcionados pela ação das ondas ao longo desta antiga linha praial, foi responsável por originar tal morfologia, a qual ofereceu subsídios para a elaboração de tais interpretações.

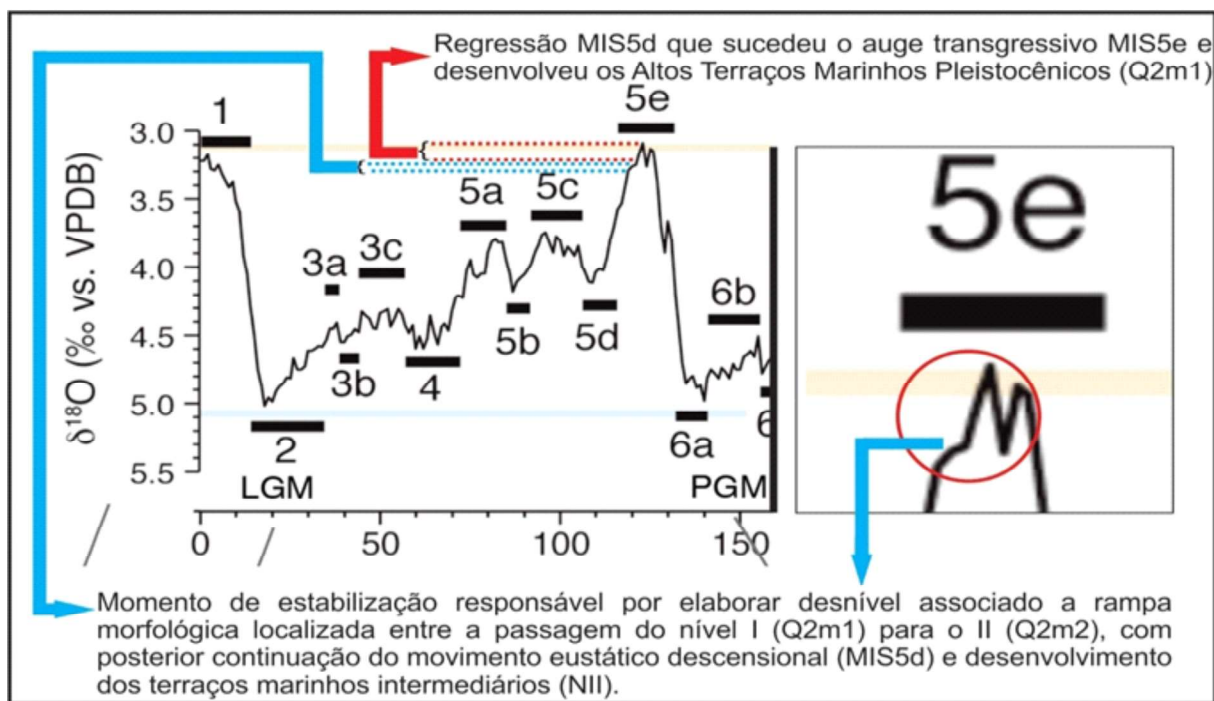


Figura 5 - Possível momento de estabilização do nível relativo do mar, com posterior continuação do movimento eustático descendente MIS5d, representado por rampa morfológica localizada entre a passagem do nível I para o II. Fonte: Adaptado de Railsback (2015c, p.1)

4.3 Baixos Terraços Marinheiros Holocênicos (NIII e NIV)

A gênese destes baixos terraços marinhos holocênicos (NIII e NIV) já foi bem descrita pela pesquisa de Rubira e Perez Filho (2018), em estudo que objetivou apenas a caracterização geocronológica de eventos deposicionais do Holoceno, vinculados as coberturas superficiais de baixos terraços fluviais, fluviomarinhos e marinhos. Salienta-se que estes níveis marinhos holocênicos identificados por Rubira e Perez Filho (2018) também foram sintetizados e inseridos nesta pesquisa. A inserção objetiva a completa compreensão evolutiva do setor sul da planície costeira do rio Araranguá em relação aos eventos deposicionais marinhos/eólicos pleistocênicos e holocênicos.

Os baixos terraços marinhos em questão associam-se ao episódio eustático regressivo holocênico (5.500 anos A.P a atual) que sucedeu o máximo da Transgressão Santista que se iniciou há 17.500 anos A.P. e terminou por volta de 5.000 anos A.P (MIS1). Vinculam-se ao sistema Laguna Barreira IV, segundo proposta evolutiva de Villwock (1984) para os cordões litorâneos do Estado do Rio Grande do Sul.

Os limites superiores da extensão horizontal destes terraços marinhos, compreendendo passagem para complexo lagunar holocênico e terraço marinho

pleistocênico (NII), situam-se 3.65 km em relação a linha de costa. Os limites inferiores demarcam passagem para a linha de praia e situam-se por volta de 101 metros do atual nível do mar. Paralela a linha de costa desenvolve-se conjunto de dunas frontais transgressivas com direção preferencial SE-NW/E-W, sobre o baixo terraço marinho (NIV), atingindo em alguns locais, mais de 5 m.

Observa-se em alguns setores da superfície do baixo marinho (NIII) a instalação de pequenas lagoas holocênicas, responsáveis por elaborar curta depressão lagunar entre cristas e cavas preservadas de cordões litorâneos. Tal fato indica processo similar ao que ocorreu com o terraço pleistocênico de nível II. Possivelmente, a tendência é que este sistema lagunar holocênico se desenvolva com o decorrer do tempo, ocasionando a evolução horizontal e vertical da depressão lagunar e dissecação do terraço de nível III (Figura 1B).

Rubira e Perez Filho (2018), por meio da LOE, dataram coberturas superficiais marinhas alojadas no limite superior e inferior do baixo terraço marinho de nível III. Mediante a espacialização dos pontos de amostragem em questão, os autores conseguiram desvendar e definir com propriedade, a duração da ocorrência temporal deste evento deposicional intrínseco a movimento

eustático regressivo holocênico.

Deste modo, Rubira e Perez Filho (2018) constatarem evento deposicional com ocorrência entre $6.000 \pm 820 / 5.000 \pm 620$ anos A.P. (coberturas superficiais na borda superior do terraço) e $210 \pm 25 / 215 \pm 25$ anos A.P. (coberturas superficiais na borda inferior do terraço). Segundo os autores, as coberturas superficiais da borda inferior apresentam idades muito recentes ($210 \pm 25 / 215 \pm 25$ anos A.P.) em virtude do local de coleta situar-se próximo à linha de praia atual e passagem para a o baixo terraço marinho de nível IV.

Os resultados da pesquisa de Rubira e Perez Filho (2018) correlacionaram-se com as constatações de outras pesquisas. Duarte (1995), Cancelli (2012) e Schneider (2012), mediante datações radiocarbônicas (C^{14}) em sambaquis e registros palinológicos no litoral sul de Santa Catarina, também evidenciaram coerência geocronológica mediante decréscimo altimétrico e aproximação com o atual nível relativo do mar ($4.150 \pm 20 / 3.550 \pm 30 / 1.740 \pm 25$ anos A.P.).

Rubira e Perez Filho (2018) também realizaram datações por LOE em coberturas superficiais espacializadas no limite superior do baixo terraço marinho holocênico (NIV), em local próximo a rampa morfológica que delimita passagem para o nível III. Os autores obtiveram idades deposicionais em duas camadas estratigráficas marinhas distintas: 420 ± 65 anos A.P (75cm de profundidade) e 165 ± 35 anos A.P (50cm de profundidade).

Os autores verificaram idade deposicional mais antiga no nível IV (420 ± 65 anos A.P) em relação as obtidas para o nível III: 210 ± 25 anos A.P (40cm de profundidade) e 215 ± 25 anos A.P. (65cm de profundidade). Segundo interpretação de Rubira e Perez Filho (2018), pautada na disposição das camadas estratigráficas, estes resultados indicam breve transgressão marinha (420 ± 65 a 210 ± 25 anos A.P.) acompanhada de curta estabilização do nível relativo do mar por volta de 210 ± 25 a 165 ± 35 anos A.P, evidenciada pela rampa contínua que separa morfologicamente a superfície geomorfológica III e IV, possivelmente desenvolvida pela ação das ondas ao longo desta antiga linha praial. Para os autores, desde então ocorre a tendência de rebaixamento contínuo até estabilização do atual nível marinho (165 ± 35 anos A.P. a atual), período associado a gênese de formação do nível IV.

Rubira e Perez Filho (2018) apontam que a camada estratigráfica subjacente, do perfil analisado no

nível IV, indica curta transgressão marinha entre 420 ± 65 e 210 ± 25 anos A.P, responsável por remobilizar os materiais datados no limite inferior do nível III (215 ± 25 e 210 ± 25 anos A.P.). Esta remobilização expôs novamente a luz solar os sedimentos marinhos que estavam soterrados desde a última regressão (até 420 ± 65 anos A.P.). Com isso, a emissão da energia da luz, liberou os elétrons aprisionados nos sólidos cristalinos, reduzindo o sinal de LOE a zero. A partir deste momento, os elétrons e a rede cristalina do quartzo, foram mais uma vez submetidos às radiações ionizantes, acumulando assim novo sinal de LOE (215 ± 25 e 210 ± 25 anos A.P.).

Torna válido frisar que este curto evento transgressivo, de baixa amplitude e capacidade energética hidrodinâmica, não se apresentou suficiente para desenvolver novo sistema barreira laguna, os quais caracterizam-se por se desenvolverem em auges interglaciais (*optimum* climáticos) com dinâmica marinha caracterizada por maior intensidade deposicional em função da maior abrangência temporal de duração dos fenômenos.

Nesse sentido, Rubira e Perez Filho (2018) associaram o fim da regressão que perdurou até 420 ± 65 anos A.P. com o término do sexto ciclo de resfriamento global holocênico (650-450 anos A.P.) identificado e proposto por Wanner *et al.* (2011). Deste modo, a curta transgressão inferida representa a transição entre fase mais seca deste evento climático para a retomada/início das condições de umidade semelhantes as atuais. Evidencia sobretudo, a resposta do sistema ambiental em relação à instabilidade suscitada pelas pulsações climáticas holocênicas.

Neste sentido, com base nas idades obtidas por Rubira e Perez Filho (2018) em coberturas superficiais dos terraços marinhos holocênicos (III e IV) e nas datações realizadas por Duarte (1995), Cancelli (2012) e Schneider (2012), infere-se que no litoral sul de Santa Catarina, a variação do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos A.P. aproxima-se mais do modelo elaborado por Angulo e Lessa (1997) em detrimento da proposta desenvolvida por Suguio *et al.* (1985), sugerindo um declive suave do nível do mar, interrompido por curto evento transgressivo entre 420 ± 65 a 210 ± 25 anos A.P.

5. Conclusões

Foram identificados 4 níveis de terraços marinhos no litoral sul do Estado de Santa Catarina. Os terraços marinhos pleistocênicos de nível I e II foram elabora-

dos por episódios eustáticos pleistocênicos regressivos (MIS5d) que sucederam o máximo da Transgressão Cananeense há 123.000 anos A.P. (MIS5e). Apresentam superfícies irregulares, bem dissecadas por processos erosivos, havendo afluentes do rio Araranguá, sistemas lagunares e atividades antrópicas (saibreiras).

Os terraços marinhos de nível III e IV foram elaborados por episódios eustáticos holocênicos regressivos que sucederam o máximo da Transgressão Santista há 5.500 anos A.P. (MIS1). Por estarem inseridos na transição do Pleistoceno para o Holoceno, em época recente do tempo geológico, apresentam-se mais conservados e menos alterados pelos processos morfoesculturais atuais.

A planície costeira do sul de Santa Catarina é caracterizada por intensa atividade eólica, responsável por soterrar os materiais do nível I, desenvolvendo espessa duna fóssil pedogenizada do tipo *loess*; remobilizar os materiais marinhos do nível II, que se encontram interdigitados; recobrir os materiais marinhos do nível III mediante desenvolvimento de delgada camada estratigráfica eólica superficial; desenvolver dunas frontais em setores do terraço marinho de nível IV.

Salienta-se que a técnica de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) foi utilizada nos perfis analisados nesta pesquisa, evidenciando dados inéditos, referente as idades absolutas de eventos deposicionais pleistocênicos (marinhos e eólicos), fornecendo subsídios para a interpretação evolutiva do litoral sul de Santa Catarina a partir da última exposição dos materiais a luz solar.

6. Agradecimentos

Externamos nossos agradecimentos à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pelo fomento financeiro da pesquisa por meio do processo 2016/05327-6 e processo 2016/08944-6.

7. Referências Bibliográficas

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, v. 140, p.141-166, 1997.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, v.25,

p.486–506, 2006.

ANGULO, R. J.; PESSEDA, R. C. L.; SOUZA, M. C. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. **Revista Brasileira de Geociências**, v.32, n.1, p.95-106, 2002.

ANGULO, R. J.; SUGUIO, K. Reevaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Parana, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 113, p.385-393, 1995.

BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S.R.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) - a new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, Special Issue n. 64, p. 646-650, 2011.

BARROS, R. S.; CRUZ, C. B. M.; REIS, R. B.; COSTA JÚNIOR, N. A. Avaliação do modelo digital de elevação do SRTM na ortorretificação de imagens Landsat 7 – Área de aplicação: Angra dos Reis – RJ. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 12., 2005, Goiânia. Anais...** INPE, 2005, p. 3997-4004.

BITENCOURT, A. C. S. P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G. S.; FLEXOR, J. M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, Brazil. In: SUGUIO, K.; FAIRCHILD, T. R.; FLEXOR, J. M. (Org.) **International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. 1ª ed. São Paulo: Proceedings, São Paulo, Instituto de Geociências, 1979, p. 232–253.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; MANZOLLI, R. P.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. Datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v. 8, n. 2, p. 1-8, 2017.

BOND, G.; KROMER, B.; BEER, L.; MUSCHELER, R.; EVANS, M. N.; SHOWERS, W.; HOFFMANN, S.; LOTTI-BOND, R.; HAJDAS, I.; BONANI, G. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. **Science**, v.278, p.1257-1266, 2001.

BOND, G.; SHOWERS, W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; MENOCAL, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. **Science**, v.294, p.2130-2136, 1997.

BRUUN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Journal of Waterways and Harbors Division**, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, v. 88, p.117-130, 1962.

- CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de análise Química, Mineralógica e Física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 2009, 77p.
- CANCELLI, R. R. **Evolução paleoambiental da planície costeira sul-catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos**. Tese (Doutorado em Ciências). Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2012. 159f.
- CARON, F. 2007. 81f. **Depósitos sedimentares associados à desembocadura do Arroio Chuí (Planície Costeira do Rio Grande do Sul) e suas relações com a variações do nível do mar durante o Holoceno**. Dissertação (Mestrado em Geociências), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2007.
- CORRÊA, I. C. S. Paleolinhas de costa na plataforma continental entre São Paulo e Santa Catarina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro, **Anais...** Rio Claro: SBG. v. 1, 1979, p. 269-278.
- CORRÊA, I. C. S. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de La plate-forme continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. **Marine Geology**, v. 130, p. 163-178, 1996.
- CRONIN, T. M.; DWYER, G. S.; KAMIYA, T.; SCHWEDE, S.; WILLARD, D. A. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. **Global and Planetary Change**, v. 36, n.1-2, p. 17-29, 2003.
- CROWLEY, T. J.; LOWERY, T. How warm was the Medieval Warm Period? A comment on 'man-made versus natural climate change'. **Ambio**, v. 29, p. 51-54, 2000.
- DANTAS, M. E.; GOULART, D. R.; JACQUES, P. D.; ALMEIDA, I. S.; KREBS, A. S. J. Geomorfologia aplicada à gestão integrada de bacias de drenagem: bacia do rio Araranguá (SC), zona carbonífera sul-catarinense. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 16., 2005, João Pessoa, PB., **Anais...** João Pessoa, PB: ABRH, 2005. 74p. CD Rom.
- DATSENKO, N. M.; SONECHKIN, D. M.; On the reliability of millennial reconstructions of variations in surface air temperature in the Northern Hemisphere. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, v. 44, n. 6, p.739-744, 2008.
- DILLENBURG, S. R. **A Laguna de Tramandaí: Evolução geológica e aplicação do método geocronológico da termoluminescência da datação de depósitos sedimentares lagunares**. 1994. 113f. Tese (Doutorado em Geociências), Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994.
- DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. Cap. 3. In: DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Heidelberg: Springer, p. 53-91, 2009.
- DOMINGUEZ, J. M. L. **Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do Rio Jequitinhonha (BA): Influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea de sedimentos**. 1983. 79 f. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1983.
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEÃO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. Geologia do Quaternário costeiro do Estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 20, p.208-215, 1990.
- DUARTE, G. M. **Depósitos cenozoicos costeiros e a morfologia do extremo sul de Santa Catarina**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar). Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo. 1995. 300f.
- FLEMMING, B. W. A revised textural classification of gravel-free muddy sediments on the basis of ternary diagrams. **Continental Shelf Research**, v.20, n.10-11, p.1125-1137, 2000.
- HORN FILHO, N. O.; SCHMIDT, A. D.; BENEDET, C.; NEVES, J.; PIMENTA, L. H. F.; PAQUETTE, M.; ALENCAR, R.; SILVA, W. B.; VILLELA, E.; GENOVEZ, R.; SANTOS, C.G. Estudo geológico dos depósitos clásticos quaternários superficiais da planície costeira de Santa Catarina, Brasil. **Gravel**, v.12, n.1, p. 41-107, 2014.
- HUGHES, M. X.; DIAZ, H. F. Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when? **Climatic Change**, v. 26, p.109-142, 1994.
- HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; HASKELL, E. H. Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v.18, p.127-131, 1991.
- HUNTLEY, D. J.; GODFREY-SMITH, D. I.; THEWALT, M. L. W. Optical dating of sediments. **Nature**, v.313, p.105-107, 1985.
- HUNTLEY, D. J.; SHORT, M. A.; DUNPHY, K. Deep traps in quartz and their use for optical dating. **Canadian Journal of Physics**, v.74, p.81-91, 1996.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **Censo Demográfico de 2010**.

- JOHNSON, D. W. **Shore processes and shoreline development**. 1ª ed. New York: John Wiley and Sons, 1919, 584p.
- KOMAR, P. D. **Beach processes and sedimentation**. 1ª ed. New Jersey: Prentice-Hall, 1976, 429p.
- KOWSMANN, R. O.; COSTA, M. P. A.; VICALVI, M. A.; COUTINHO, M. G. N.; GAMBOA, L. A. P. Modelo de sedimentação holocênica na plataforma continental sul brasileira. In: **Projeto REMAC: Evolução sedimentar holocênica da plataforma continental e do talude do sul do Brasil**. Rio de Janeiro: Petrobrás, CENPES, DINTEP, 1977, cap. 2, p. 7-26.
- KREBS, A. S. J. **Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da bacia hidrográfica do rio Araranguá-SC**. Tese (Doutorado em Geografia). Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 2004. 375f.
- LADEIRA NETO, J. F. **Procedimento para interpolar valores nulos e negativos das Imagens SRTM no ArcGIS v.10 extensão 3d Analyst**. Centro de Desenvolvimento Tecnológico – CEDES/CPRM, p., 1-21, 2010.
- LAMBECK, K.; ESAT, T. M.; POTTER, E. Links between climate and sea levels for the past three million years. **Nature**, v. 419, p. 199-206, 2002.
- LJUNGQVIST, F. C. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. **Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography**, v. 92, n.3, p. 339-351, 2010.
- LOPES, R. P.; DILLENBURG, S. R.; SCHULTZ, C. L. Cordão Formation: loess deposits in the southern coastal plain of the state of Rio Grande do Sul, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.88, n.4, p.2143-2166, 2016.
- LOSO, M. G. Summer temperatures during the Medieval Warm Period and Little Ice Age inferred from varved proglacial lake sediments in southern Alaska. **Journal of Paleolimnology**, v. 41:117, 2009.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. **Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina**. Brasília: DNPM, 1988. p. 1-40. (Série Geologia, 28; Seção Geologia Básica, 18).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas” brasileiros. **Bol. IG-USP**, Publ. espec. n.15, p.01-186, 1993.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Quaternary sea-level history and variations in dynamics along the Central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, p. 303-354, 1996.
- MEIRELLES, A. J. A.; ARRUDA, M. G. C.; GORAYEB, A.; THIERS, P. R. L. Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, v.4, n.8, p.109-134, 2005.
- MURRAY, A. S. Developments in optically stimulated luminescence and photo-transferred thermoluminescence dating of young sediments: application to a 2000-year sequence of flood deposits. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.60, p.565-576, 1996.
- MURRAY, A. S.; ROBERTS, R. G. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose singlealiquot protocol. **Radiation Measurements**, v.29, p.503-515, 1998.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v.32, n.1, p.57-73, 2000.
- PEJRUP, M. The triangular diagram used for classification of estuarine sediments: a new approach. In: DE BOER, P. L.; VAN GELDER, A.; NIO, S. D. (Eds.), **Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies**. Reidel, Dordrecht, p.289-300, 1988.
- PENCK, A.; BRÜCKNER, E. **Die Alpen Eiszeitalter**. 1ª ed. Tauchnitz: Leipzig, 1909, 1199p.
- PEREZ FILHO, A.; RUBIRA, F. G. Evolutionary interpretation of Holocene landscapes in eastern Brazil by optimally stimulated luminescence: Surface coverings and climatic pulsations. **Catena**, p. 866-876, 2019.
- PONTELLI, M. E. **Pedomorfoestratigrafia de depósitos de leques aluviais: bacia do Rio Itoupava, sul do Estado de Santa Catarina**. Tese (Doutorado em Geografia). Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Catarina. 2005. 220f.
- PONTELLI, M. E.; PELLERIN, J. Estratigrafia relativa dos depósitos de leques aluviais nas bacias hidrográficas dos rios Rocinha e Amola-Faca: Timbé do Sul (SC). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 2, **Geosul**, v.14, n.27, edição especial, p.457-461, 1998.
- POUPEAU, G.; SOLIANI JUNIOR, E.; RIVERA, A.; LOSS, E. L.; VASCONCELLOS, M. B. A. Datação por termoluminescência de alguns depósitos arenosos costeiros do último ciclo climático no nordeste do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, v.21, p.25-48, 1988.

- POUPEAU, G.; SOUZA, J. H.; SOLIANI JUNIOR, E.; LOSS, E. L. Dating quartzose sands of the coastal province of Rio Grande do Sul, Brazil, by thermoluminescence. **Pesquisas**, v.16, p.250-268, 1984.
- RAILSBACK, L. B. **Some Fundamentals of Mineralogy and Geochemistry**. Department of Geology, University of Georgia, Athens, Georgia USA. 2015c. Disponível em: <http://www.gly.uga.edu/railsback/Fundamentals/SFMGSubstages01.pdf>. Acesso em: 02/10/2018.
- RAILSBACK, L. B.; BROOK, G. A.; ELLWOOD, B. B.; LIANG, F.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L. A record of wet glacial stages and dry interglacial stages over the last 560 kyr from a standing massive stalagmite in Carlsbad Cavern, New Mexico, USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.438, n.15, p.256-266, 2015b.
- RAILSBACK, L. B.; GIBBARD, P. L.; HEAD, M. J.; VOARINTSOA, N. R. G.; TOUCANNE, S. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. **Quaternary Science Reviews**, v.111, p.94-106, 2015a.
- REINECK, H. E.; SIEFERT, W. Faktoren der Schlickbildung im Sahlenburger Watt und Neuwerker Watt. **Die Küste**, v.35, p.26-51, 1980.
- RODRIGUES, F. C. G. **Evolução dos sistemas eólicos costeiros quaternários entre campo bom e a foz do rio Araranguá**. 2017. 138f. Dissertação (Mestrado em Geociências). Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.
- RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Aplicação do fator de simetria topográfica transversa para identificação do deslocamento lateral de canais fluviais: Coalescência de leques aluviais no rio Araranguá (SC). In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 8., 2017, p.53-56, Porto, Portugal.
- RUBIRA, F. G.; PEREZ FILHO, A. Geochronology and hydrodynamic energy conditions in surface coverings of low fluvial, fluvialmarine, and marine terraces: climatic pulsations to the south of the Araranguá river basin. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.19, n.3, p. 635-663, 2018.
- SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, n.2, p.402-413, 2007.
- SCHNEIDER, P. T. H. **Análise paleopalínológica de sedimentos do quaternário sul-catarinense**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Ciências Biológicas). Instituto de Biociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2012. 80f.
- SHACKLETON, N. J. The last interglacial in the marine and terrestrial record. **Proceedings of the Royal Society of London**, v.174, p.135-154, 1969.
- SILVA, M. A. S.; LEITES, S. R.; CARUSO JÚNIOR, F. **Folha SH.22-X-B: Estado de Santa Catarina**; Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 1 CD-ROM. Projeto de Mapeamento Geológico, Metalogenético Sistemático; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.16, n.2, p.191-199, 2015.
- SUGUIO, K. Tópicos de Geociências para o Desenvolvimento Sustentável: As Regiões Litorâneas, **Geologia USP: Série Didática**, v.2, n.1, p. 1 – 40, 2003.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY. 1., 1978, São Paulo. **Special Publication n° 1**. São Paulo: Brazilian National Working Group for the IGCP- 61, n.1, p. 1-55 p.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, p. 273-286, 1985.
- THOMPSON, L. G.; MOSLEY-THOMPSON, E.; DANSGAARD, W.; GOOTES, P. M. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap. **Science**, v. 234, p. 361-364, 1986.
- TRAVESSAS, F. A.; DILLENBURG, S. R.; CLEROT, L. C. P. Estratigrafia e evolução da barreira holocênica do Rio Grande do Sul no trecho Tramandaí-Cidreira. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 57, p. 57-73, 2005.
- VALENTIN, H. **Die Küsten der Erde**. 1ªed. Gotha: Justus Perthes, 1952, 118p.
- VILLWOCK, J. A. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. **Pesquisas**, v.16, p.5-49, 1984.
- VILLWOCK J.A.; TOMAZELLIL J.; LOSS E. L.; DEHNHARD,

E. A.; HORN FILHO N. O.; BACHI F. A.; DEHNHARDT, B. A. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: RABASSA, J. (Org.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, v. 6, p.79-97, 1986.

WANNER, H.; BEER, J.; BÜTIKOFER, J.; CROWLEY, T. J.; CUBASCH, U.; FLÜCKIGER, J.; GOOSSE, H.; GROSJEAN, M.; JOOS, F.; KAPLAN, J. O.; KÜTTEL, M.; MÜLLER, S.; PRENTICE, I. C.; SOLOMINA, O.; STOCKER, T. F.; TARASOV, P., WAGNER, M.; WIDMANN, M., Mid to late

Holocene climate change: an overview. **Quaternary Science Reviews**, v.27, p.1791-1828, 2008.

WANNER, H.; SOLOMINA, O.; GROSJEAN, M.; RITZ, S. P.; JETEL, M. Structure and origin of Holocene cold events. **Quaternary Science Reviews**, v.30, p.3109-3123, 2011.

WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. Quartz OSL: Effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures. **Radiation Measurements**, v.32, p. 387-400, 2000.