

Efeito de reservatório marinho na costa do Brasil

Marine reservoir effect on the coast of Brazil

Kita Damasio Macario^{ac}, Eduardo Queiroz Alves^{bd}

^aUniversidade Federal Fluminense, ^bUniversity of Oxford

^ckitamacario@gmail.com, ^dqa.eduardo@gmail.com

Resumo

Em estudos cronológicos de processos ocorridos nos últimos 50 mil anos, a datação de carbono 14 é a abordagem mais utilizada em todo o mundo. Para permitir a correta interpretação das idades obtidas, faz-se necessária a calibração dos resultados com base em um robusto banco de dados produzido pela comunidade científica na área de radiocarbono. A calibração objetiva, principalmente, considerar as variações na produção e distribuição do ¹⁴C ao longo do tempo e, no caso do ambiente marinho, corrigir ainda que parcialmente o Efeito de Reservatório Marinho (*Marine Reservoir Effect* – MRE). De fato, dado que a magnitude do fenômeno aumenta com a profundidade e varia espacialmente em função da dinâmica oceânica, a simples calibração com uma curva marinha global é incapaz de lidar com a real variabilidade do efeito, rendendo resultados não acurados. Desse modo, considera-se também uma correção local, denominada ΔR , com valores disponíveis na literatura para diversas regiões do globo. Assim, no procedimento que é atualmente o padrão adotado em estudos cronológicos, a correção local para o MRE antecede a calibração de uma idade de ¹⁴C marinha com a curva global. Aqui objetivamos elencar os valores de ΔR disponíveis para a costa brasileira, mostrando o impacto causado na calibração das idades de radiocarbono e a importância desse tipo de correção para estudos cronológicos baseados na datação de ¹⁴C de material marinho. Discutimos, finalmente, os problemas causados pela falta ou pelo uso equivocado dessa correção.

Palavras-chave: radiocarbono; calibração; amostras marinhas; datação

Abstract

For chronological studies encompassing periods within the last 50 thousand years, carbon 14 dating is the most used approach. Calibration with a robust data set allows the correct interpretation of obtained ages by considering temporal variations in radiocarbon production and distribution. In the case of marine radiocarbon ages, calibration is also meant to correct for the so-called Marine Reservoir Effect (MRE). Since the magnitude of this phenomenon increases with depth and varies spatially due to ocean dynamics, simple calibration with a global marine curve is incapable of dealing with the real variability of the effect, yielding inaccurate results. Therefore, one must also consider local corrections, termed ΔR , available in the literature for different regions of the globe. Currently, applying local corrections to marine radiocarbon ages prior to calibration with the most recent global marine curve is a standard practice in chronological studies. Here we aim to list available ΔR values for the coast of Brazil, showing their impact on the calibration of radiocarbon ages and the importance of such correction for chronological studies based on the ¹⁴C dating of marine material. Problems arising from the misuse of ΔR values and/or lack of MRE corrections are also discussed.

Keywords: radiocarbon; calibration; marine samples; dating

1. Introdução

Desde a sua criação no final da década de 40 (Arnold & Libby 1949, Libby *et al.* 1949), a técnica de datação de carbono 14 vem sendo cada vez mais utilizada, tanto em Arqueologia quanto em estudos relacionados às Geociências [e.g. cálculo de taxas de deposição (e.g. Sinha *et al.* 1996), variação de nível do mar (e.g. Yim 1999) e reconstruções de paleoclima e paleovegetação (e.g. Coe *et al.* 2014)]. Mais recentemente, o advento da técnica de Espectrometria de Massa com Aceleradores (AMS) (Muller 1977) possibilitou estudos de perfis de solo e sedimento em nível de estratigrafia fina, além de métodos de preparação de amostras mais sofisticados objetivando a separação de frações químicas específicas

[e.g. datação de frações de solo (e.g. Wang *et al.* 1996, Pessenda *et al.* 2001) e celulose de árvores (e.g. Santos *et al.* 2001, Patrut *et al.* 2010)].

Seja qual for a técnica experimental utilizada (análise radiométrica ou AMS) ou o tipo de aplicação, os fundamentos da datação residem na contínua produção atmosférica de carbono 14 pela interação da radiação cósmica com o nitrogênio e sua posterior inclusão no ciclo do carbono (Libby 1946, Lingenfelter 1963, Lal & Peters 1967, Lal 1992). Parte-se do pressuposto de que organismos vivos estão em equilíbrio isotópico com a atmosfera que, por sua vez, tem concentração isotópica constante no tempo. Quando esses organismos morrem, as trocas de carbono com o ambiente são suspensas

e a partir de então a concentração de ^{14}C diminui exponencialmente em razão do decaimento radioativo (Aitken 1990). Usando a meia-vida do radionuclídeo é possível então calcular o tempo decorrido desde a morte do indivíduo, a partir do conhecimento da sua atividade ou concentração iniciais e da medição do valor final de uma dessas grandezas na amostra em questão. No caso do carbono 14, apesar do valor atualmente aceito para a meia-vida ser de 5730 anos (Godwin 1962), a chamada meia-vida de Libby (5568 anos), utilizada por esse pesquisador no início da técnica, é empregada no cálculo. Dessa forma, comparações entre as idades calculadas desde o surgimento da técnica são facilitadas. Como referência da concentração ou atividade iniciais, utiliza-se uma amostra padrão de ácido oxálico, cuja concentração é relacionada àquela da atmosfera do ano de 1950. Assim, o cálculo da chamada *idade convencional de radiocarbono* fornece os resultados em anos antes do presente (AP), onde o presente é o ano de 1950 do calendário cristão. Essa convenção também exige que as idades sejam corrigidas para o fracionamento isotópico, ou seja, que seja aplicado à razão $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$, um fator multiplicativo obtido a partir da medida da razão dos isótopos estáveis. A determinação do fator de correção é feita geralmente através de um espectrômetro de massa convencional e, no caso da técnica de AMS, é feita preferencialmente pela medição no próprio acelerador de partículas. Detalhes sobre como calcular e reportar idades de ^{14}C podem ser encontrados em Stuiver & Polach (1977).

Apesar das idades de radiocarbono muitas vezes se aproximarem dos valores reais de idade das amostras, diversos fatores contribuem para que haja uma discrepância entre essas idades. A variação temporal na taxa de produção de carbono 14, causada por flutuações nos campos geomagnético e heliomagnético é o principal desses fatores (Korff & Mendel 1980, Stuiver *et al.* 1997, Yamazaki & Oda 2002). Há também diferenças espaciais na produção de carbono 14 em virtude da natureza vetorial do campo magnético da Terra, levando a uma maior produção nos polos (Stuiver *et al.* 1997). Esse fator, no entanto, não é significativo, visto que o tempo de residência do dióxido de carbono na atmosfera – tratada como um único reservatório – é de 4 a 6 anos (Craig 1957, Damon *et al.* 1978) e assim, com a ajuda de correntes eólicas, o gás se difunde por todo o planeta, atenuando diferenças regionais na concentração antes que seja incorporado pelos seres vivos. A distribuição espacial é afetada ainda pelas trocas de carbono 14 na interface ar/água nos oceanos, causando uma pequena diferença entre os hemisférios (Levin *et al.* 1987, Aitken 1990, McCormac *et al.* 2002). Devido a esses e outros fatores que se opõem aos pressupostos assumidos, faz-se necessária a correção dos resultados com base em amostras de idade e concentração isotópica conhecidas. Há décadas a comunidade científica na área de radiocarbono vem unindo esforços para compor as chamadas curvas de calibração (e.g. Stuiver *et al.* 1998, Hughen *et al.* 2004, McCormac *et al.* 2004, Reimer *et al.* 2004, 2009, 2013, Hogg *et al.* 2013, Hua *et al.* 2013). Por último, é extremamente importante perceber que, por mais que os organismos estejam em

equilíbrio isotópico com o meio que os cerca, este não é necessariamente a atmosfera. Sempre que o meio tem uma concentração isotópica diferente daquela da atmosfera contemporânea, dá-se origem a um efeito de reservatório. Isso ocorre, por exemplo, em lagos (e.g. Geyh *et al.* 1998), ambientes ricos em carbonato fóssil (e.g. Goodfriend & Stipp 1983) e no oceano (e.g. Stuiver *et al.* 1986, Stuiver & Braziunas 1993). Aqui trataremos do último caso.

2. Radiocarbono no ambiente marinho

A entrada de ^{14}C atmosférico no ambiente marinho se dá através de trocas gasosas entre oceano e atmosfera (Siegenthaler & Sarmiento 1993, Williams & Follows 2011). Mais especificamente, diferenças nas pressões parciais de CO_2 entre atmosfera e oceano ditam o sentido do fluxo, definindo fontes e sumidouros de dióxido de carbono em diferentes regiões do reservatório marinho (Williams & Follows 2011).

Após entrar na superfície oceânica, o carbono pode ser transportado pelas correntes marinhas quando dissolvido na água ou com a ajuda de organismos marinhos, quando incorporado na biosfera (Williams & Follows 2011). De modo geral, átomos de ^{14}C precisam viajar distâncias consideráveis para atingir as profundezas do enorme reservatório marinho e, dessa forma, os tempos de residência são muito maiores que na atmosfera (Sigman & Boyle 2000). Durante esse tempo, esses átomos podem decair, diminuindo a atividade de ^{14}C do oceano profundo (Ascough *et al.* 2004, 2006). Além disso, a dissolução de carbonatos antigos contribui para diminuir ainda mais a concentração de ^{14}C no ambiente marinho e fatores como a ressurgência atenuam a atividade do oceano superficial (Ascough *et al.* 2004, 2006). Dessa forma, o reservatório oceânico é pobre em carbono 14 se comparado com a atmosfera e esse fenômeno recebe o nome de efeito de reservatório marinho (Stuiver *et al.* 1986, Stuiver & Braziunas 1993, Ascough *et al.* 2004).

Definições formais para a quantificação do efeito foram primeiro propostas por Stuiver *et al.* (1986), que denominam a diferença na idade de radiocarbono dos dois reservatórios (oceano global superficial e atmosfera) como R. Essa quantidade varia no tempo obedecendo a mudanças temporais nas concentrações atmosférica e marinha de ^{14}C . Por fim, padrões de circulação oceânica impedem uma homogeneização da atividade de ^{14}C no ambiente marinho e, por isso, o efeito é extremamente variável no espaço. Assim, Stuiver *et al.* (1986) definiram a componente ΔR como sendo a diferença entre a idade de radiocarbono do oceano local e aquela do oceano global superficial (modelo).

Os valores de ΔR são calculados principalmente a partir de amostras recentes de idade conhecida ou de amostras antigas provenientes de contextos arqueológicos já datados (Ascough *et al.* 2005). Esses cálculos são feitos seguindo rigorosos critérios estabelecidos pela comunidade de radiocarbono para a seleção de amostras e propagação de erros, de forma que sejam acurados e representativos da região de

estudo (Ascough *et al.* 2005). A correção local para o MRE é feita antes da calibração e o impacto dessa correção na idade calibrada varia de acordo com o sinal e a magnitude do valor de ΔR utilizado.

Para regiões da curva de calibração próximas de plateaus, a correção para MRE pode ser uma etapa decisiva, fazendo com que a idade de radiocarbono corrigida intercepte ou não o plateau. De modo geral, mesmo que a correção para MRE leve a uma eventual perda na precisão da idade calibrada, o resultado será mais confiável e, portanto, é consenso dentro da comunidade de radiocarbono que idades de ^{14}C marinhas devem ser corrigidas para o efeito local antes de serem calibradas com a curva global mais recente (Stuiver *et al.* 1986, Stuiver & Braziunas 1993).

3. Idades calibradas

Para qualquer que seja a aplicação, é necessário entender os resultados da medição de modo a interpretá-los da melhor maneira possível. Em estudos de fração biogênica de polímeros e combustíveis (Jou *et al.* 2015, Palstra & Meijer 2014), por exemplo, não é necessário calibrar os resultados, mas sim determinar o percentual de carbono biogênico a partir do resultado de “fração moderna” (Stuiver & Polach 1977) fornecido pelo laboratório. Na maior parte das aplicações, no entanto, é fundamental proceder à calibração das idades de radiocarbono utilizando a curva apropriada. A calibração pode ser feita pela simples interceptação da curva de calibração, levando a um intervalo de tempo com um dado grau de confiabilidade (Dehling & van der Plicht 1993). É importante ter em mente que o intervalo de calibração raramente compreende uma distribuição de probabilidade simétrica, muitas vezes sendo até descontínua, e, portanto, não se recomenda sua representação por um valor médio e um desvio padrão, principalmente o uso do valor central do intervalo (Millard 2014). Esse período de tempo pode ser expresso em anos cal AP (em inglês cal BP) ou em cal BC/DC (em inglês cal BC/AD), os limites do intervalo o valor mais antigo seguido do mais recente e expresso o grau de confiabilidade (1 σ ou 64.8%, 2 σ ou 95.4%, 3 σ ou 99%), sendo 2 sigma o mais comumente utilizado. Uma forma prática de se obter os intervalos de calibração, bem como as funções de densidade de probabilidade é o uso de softwares como o Calib (Stuiver *et al.* 2017) e o OxCal (Bronk Ramsey 2009). Esse tipo de programa permite ainda o uso de modelos cronológicos usando a estatística bayesiana, onde informações estratigráficas e do contexto arqueológico, por exemplo, podem ser incluídas na interpretação dos resultados (Bronk Ramsey 2009). A escolha da curva de calibração é feita a princípio em função do ambiente de crescimento do organismo, sendo utilizadas as curvas atmosféricas para amostras terrestres: atualmente, IntCal13 para amostras do Hemisfério Norte (Reimer *et al.* 2013) e SHCal13 para amostras do Hemisfério Sul (Hogg *et al.* 2013). Para amostras mais recentes, muitas vezes reportadas como “modernas” quando suas idades apresentam valores negativos

na escala AP, a calibração da idade convencional é baseada na produção de carbono 14 devido aos testes nucleares, que levaram a um aumento na concentração atmosférica do radionuclídeo (Levin & Heshshaimer 2000). Nesse caso, podem ser utilizadas, conforme a região estudada, curvas referentes ao “pico da bomba” (Hua *et al.* 2013). Há ainda estudos que utilizam o carbono 14 da bomba como rastreador de misturas com diferentes idades, como no solo, onde há camadas modernas e antigas (Trumbore 2000). A mistura de diferentes sinais de carbono 14 é usualmente reportada como $\Delta^{14}\text{C}$ e também é muito utilizada em estudos sobre o ambiente marinho, quando águas de diferentes correntes marinhas ou profundidades se misturam. No caso mais comum, de amostras marinhas com origem na camada superficial do oceano e anteriores a 1950 DC, a correta interpretação das idades demanda a utilização da curva marinha Marine13 (Reimer *et al.* 2013) após a subtração da componente regional ΔR do efeito de reservatório marinho. Os softwares disponíveis para calibração permitem a inclusão dessa informação no momento do cálculo.

A figura 1 ilustra um exemplo no qual uma idade convencional de radiocarbono de 650 ± 30 anos ^{14}C AP de uma amostra marinha é calibrada (A) erroneamente com a curva atmosférica SHCal13, resultando no intervalo 1290-1410 anos ^{14}C cal DC (95.4%); (B) com a curva marinha Marine13, sem levar em consideração a correção local ΔR , resultando no intervalo 1550-1710 anos ^{14}C cal DC (95.4%); (C) com a curva marinha Marine13, supondo a correção local $\Delta R = -50$ anos de ^{14}C , resultando no intervalo 1520-1680 anos ^{14}C cal DC (95.4%); (D) com a curva marinha Marine13, supondo a correção local $\Delta R = 50$ anos de ^{14}C , resultando no intervalo 1640-1820 anos ^{14}C cal DC (95.4%). A figura foi construída usando a versão 4.3 do software OxCal e apresenta as distribuições de probabilidade das idades calibradas, além da marcação do intervalo com 95.4% de confiabilidade. É interessante notar que as distribuições obtidas são em geral assimétricas e multimodais, o que impede a representação da idade calibrada por valores médios. A comparação entre os resultados obtidos evidencia o impacto da calibração para a acurácia da interpretação das datações. Em situações nas quais o objetivo é fazer a distinção entre o que é anterior ou posterior à colonização do Brasil, por exemplo, uma calibração equivocada pode fazer toda a diferença, levando a uma interpretação incorreta (e.g. Pierri *et al.* 2016). Omissões ou imprecisões básicas como essa comprometem a qualidade dos estudos. A principal dessas falhas envolve o uso de dados de MRE publicados previamente sem as devidas referências, impossibilitando o leitor de checar se as correções escolhidas pelos autores são adequadas para a região de estudo (e.g. Bastos *et al.* 2016). Além disso, a falta de acesso às publicações originais impede que o leitor avalie se os valores utilizados foram calculados de forma adequada e se são provenientes de amostras apropriadas para o cálculo de valores de MRE. É importante ainda ressaltar que muitos autores utilizam valores de ΔR provenientes de publicações antigas para

regiões em que valores atualizados estão disponíveis (e.g. Lourenço *et al.* 2016, Nagai *et al.* 2016) ou optam por desprezar as correções locais (Inda *et al.* 2016).

Na página <http://calib.org/marine/> é possível obter os valores da correção disponíveis na literatura para diversos locais do planeta, pelo menos para as amostras de organismos marinhos de idade conhecida. Naturalmente, nem sempre é possível escolher valores de ΔR na mesma faixa de tempo das amostras em questão, mas uma discussão acerca do tópico e das implicações dessa escolha deve ser incluída na publicação. Vale acrescentar que é desejável que sejam reportados os procedimentos para preparação e medição das amostras, além de informações sobre a matriz do material datado (e.g. carbonato ou sedimento), sua origem (e.g. marinha ou continental), especificação (e.g. espécie de molusco ou peixe) e localização (preferencialmente coordenadas geográficas).

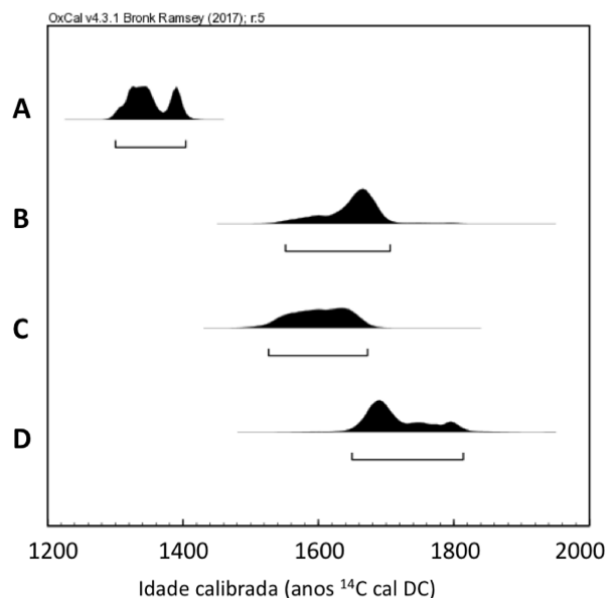


Figura 1: Distribuições de probabilidade para idades calibradas de uma datação de radiocarbono de 650 ± 30 anos ^{14}C AP. Usando (A) a curva SHCal13; (B) a curva Marine13; (C) a curva Marine13 e $\Delta R = -50$ anos de ^{14}C ; (D) a curva Marine13 e $\Delta R = 50$ anos de ^{14}C .

Para a publicação de datações de carbono 14, há recomendações da comunidade científica para a forma de calcular essas idades (Stuiver & Polach, 1977) e para a forma de expressar as idades calibradas (Millard 2014). É fundamental reportar a idade convencional de radiocarbono de modo a permitir comparações e re-interpretações. Em situações em que em apenas as idades calibradas são apresentadas não é dada ao leitor a possibilidade de comparar ou questionar os resultados (e.g. Bastos *et al.* 2016). É muito importante também reportar todas as escolhas feitas no sentido de calibrar os resultados, de modo que os valores encontrados possam ser reproduzidos por qualquer pesquisador. Para tanto, é crucial citar todas as fontes de informação, como o tipo de material datado, a curva utilizada, os trabalhos que resultaram na estimativa do efeito de reservatório local ou o modelo cronológico porventura utilizado. Nesse último caso é desejável

fornecer também o código do modelo como material suplementar (e.g. Milheira *et al.* 2017).

Para aqueles que baseiam seus estudos na datação de carbono 14 de material marinho, é preciso buscar na literatura os dados correspondentes de MRE para a região de interesse. Dada a importância do tópico, discutida nos parágrafos anteriores, valores para a correção local ΔR vem sendo calculados para diferentes regiões ao redor do globo. O oceano Atlântico Sul, no entanto, não está entre as regiões melhor investigadas e, conseqüentemente, poucos são os valores disponíveis para a costa brasileira.

4. O efeito de reservatório marinho na costa do Brasil

Os estudos sobre o efeito de reservatório marinho de carbono 14 disponíveis para a costa brasileira se dividem, em geral, entre estudos baseados em sítios arqueológicos e estudos que utilizam amostras marinhas com data de coleta conhecida. No primeiro caso, amostras de origem marinha e terrestre de mesmo contexto são utilizadas para inferir o empobrecimento da razão isotópica de carbono 14 na representante marinha, de modo que o déficit na razão isotópica possa ser evidenciado pela comparação entre as datações. No segundo caso, as datações são comparadas à concentração atmosférica de carbono 14 na época da morte do organismo (Ascough *et al.* 2005).

Aqui apresentamos um breve resumo do que é conhecido em termos de MRE para o Brasil. Detalhes acerca das idades individuais de cada amostra, cálculos de valores de MRE e tratamento de dados podem ser obtidos das publicações originais.

A primeira investigação de MRE focada na costa brasileira pode ser encontrada em Nadal de Masi (2001). De fato, o autor, reconhecendo a relevância do efeito, calculou valores de R para a costa do estado de Santa Catarina através da datação de radiocarbono de oito conchas de idade conhecida. Medindo a concentração de carbono 14 nessas amostras e usando tratamentos estatísticos para descartar ou combinar valores, Nadal de Masi (2001) chegou ao valor médio de $R = 460 \pm 38$ anos de radiocarbono.

O estudo de Eastoe *et al.* (2002) foi publicado pouco tempo em seguida e, diferente de Nadal de Masi (2001), os autores usaram as duas abordagens para a quantificação do efeito. Pares de concha e carvão de contexto arqueológico, provenientes do sambaqui de Jabuticabeira, na costa catarinense, e amostras de conchas com idade conhecida foram datados por radiocarbono. Eastoe *et al.* (2002) combinaram os próprios resultados com aqueles obtidos por Nadal de Masi (2001) para a mesma região e estimaram um ΔR de 185 ± 30 anos de ^{14}C . Além disso, através da datação de duas amostras de conchas de idade conhecida coletadas na costa do Rio de Janeiro e, novamente fazendo uso dos dados de Nadal de Masi (2001), os autores estimaram um valor de $\Delta R = 105 \pm 24$ anos de radiocarbono para a região abrangendo as costas dos estados do Rio de Janeiro e Santa Catarina.

Angulo *et al.* (2005) foi o próximo estudo dedicado a esclarecer o comportamento do MRE nas águas

costeiras do Brasil. Datando por ^{14}C seis amostras de concha com datas de coleta bem estabelecidas e provenientes dos estados de Santa Catarina e Paraná, os autores derivaram um valor médio de 33 ± 24 anos de radiocarbono para o ΔR na costa sul brasileira. Apesar do artigo tecer críticas a estimativas anteriores, [Angulo et al. \(2005\)](#) usam alguns dos valores obtidos por [Eastoe et al. \(2002\)](#) e [Nadal de Masi \(2001\)](#) para calcular um ΔR médio de 8 ± 17 anos de ^{14}C para as costas sul e sudeste do Brasil.

Em seguida, [Angulo et al. \(2007\)](#) empregaram a abordagem das amostras arqueológicas pareadas para estudar o efeito em zonas de ressurgência mas, infelizmente, os resultados foram inconclusivos. Havia divergências significativas entre os resultados das datações para amostras de mesmo contexto nos sítios da Ilha de Cabo Frio e Boqueirão. Do sambaqui de Usiminas, três pares de amostras resultaram em diferenças entre 358 ± 44 e 565 ± 44 anos ^{14}C , compatíveis com outros valores encontrados para a costa do Brasil ([Nadal de Masi 2001](#); [Eastoe et al. 2002](#), [Angulo et al. 2005](#)). Com base nos resultados de [Angulo et al. \(2007\)](#), [Macario et al. \(2015\)](#) recalcularam o desvio regional ΔR para o Sambaqui de Usiminas em 152 ± 110 anos ^{14}C . Também para a região de Cabo Frio, [Alves et al. \(2015a\)](#) calcularam o valor de 96 ± 48 anos ^{14}C para uma amostra de concha anterior ao pico da bomba. No mesmo trabalho, foram encontrados os valores 58 ± 53 anos de ^{14}C para a Ilha de Itaparica, na Bahia, 28 ± 52 anos de ^{14}C para Santos, São Paulo e 17 ± 56 anos de ^{14}C para São José do Norte, Rio Grande do Sul. Utilizando apenas as referidas amostras, os autores estimaram uma correção ΔR de 50 ± 35 anos de radiocarbono para a costa brasileira. Porém, após a inclusão de valores previamente publicados a média se torna 32 ± 44 anos de radiocarbono.

Novos estudos foram realizados com base em amostras pareadas (carvões e moluscos marinhos) na costa do Rio de Janeiro. Para o Sambaqui da Tarioba em Rio das Ostras ($22^\circ 31' 37''$ S, $41^\circ 56' 42''$ W), o valor $\Delta\text{R} = -127 \pm 67$ anos de ^{14}C foi obtido ([Macario et al. 2014, 2015](#)). Na região de Saquarema ($22^\circ 55' 12''$ S, $42^\circ 30' 36''$ W), outros dois sítios foram estudados: os sambaquis de Manitiba (carvões, moluscos marinhos e terrestres) e Saquarema (moluscos marinhos, otólitos e carvões). Para esses sítios foram obtidos os valores de $\Delta\text{R} = -82 \pm 71$ anos de ^{14}C ([Carvalho et al. 2015](#)) e -140 ± 66 anos de ^{14}C ([Alves et al. 2015b](#)), respectivamente.

Mais recentemente, [Macario et al. \(2016\)](#) realizaram novo estudo no Sambaqui de Usiminas, na Ilha de Cabo Frio, desta vez comparando um grande número de moluscos marinhos e terrestres. O resultado foi de 67 ± 33 anos ^{14}C , confirmando os valores positivos encontrados anteriormente por [Macario et al. \(2015\)](#) a partir dos dados de [Angulo et al. \(2007\)](#).

5. Considerações finais

A calibração das idades convencionais de radiocarbono é parte fundamental do processo de datação e possibilita alcançar maior acurácia nos resultados obtidos. Consequentemente, essa é uma etapa decisiva

na construção de cronologias terrestres e marinhas, permitindo uma interpretação sólida das datas. No caso de estudos que envolvem a datação de amostras de origem marinha, além da utilização de curva de calibração específica, é crucial levar em consideração o efeito de reservatório. A escolha dos valores para a correção local ΔR do MRE deve ser feita com base na região de estudo ou buscando as regiões mais próximas. Também deve ser considerada a possibilidade de variação temporal dos valores de ΔR , ou seja, a abordagem ideal seria utilizar valores referentes à época das datas a serem corrigidas. Como a disponibilidade de valores de ΔR é limitada, atender a essa recomendação é, na maioria das vezes, impossível. No entanto, para esses casos, o procedimento seria adotar a melhor aproximação disponível. Novamente, é importante que as publicações que se utilizem desses valores reportem a curva utilizada e as correções locais escolhidas, fazendo referência aos trabalhos dos quais resultaram essas correções, de modo a permitir que o leitor reproduza os resultados e seja capaz de verificar ou questionar as escolhas feitas. O mesmo deve ser feito quando modelos cronológicos são utilizados. De modo geral, o estabelecimento de cronologias via datação de ^{14}C envolve diversas decisões que podem afetar os resultados e, portanto, é fundamental que seja dada ao leitor a oportunidade de questioná-las.

Agradecimentos

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). Bolsa de doutorado no exterior de Eduardo Q Alves [203494/2014-8], bolsa de produtividade de Kita D Macario [305079/2014-0] e INCT-FNA 464898/2014-5.

Referências

- Aitken M. J. 1990. Science-based dating in archaeology. Longman Archaeology series. Longman Group, England.
- Alves E. Q., Macario K. D., Souza R. C. C. L., Aguilera O., Goulart A. C., Scheel-Ybert R., Bachelet C., Carvalho C., Oliveira F. M., Douka K. Marine Reservoir Corrections on the Southeastern Coast of Brazil: Paired Samples from the Saquarema Shellmound. *Radiocarbon*, v. 57, p. 517-525, 2015b.
- Alves E., Macario K., Souza R., Pimenta A., Douka K., Oliveira F., Chanca I., Angulo R. 2015. Radiocarbon Reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology*, 29: 30–35.
- Angulo R. J., Souza M. C., Reimer P. J., Sasaoka, S. K. 2005. Reservoir effect of the southern and southeastern Brazilian coast. *Radiocarbon*, 47: 67–73.
- Angulo R., Reimer P., Souza M. A., Scheel-Ybert R., Tenório M.C., Disaró S.T., Gaspar M.D. 2007. A tentative determination of upwelling influence on the paleo-surficial marine water reservoir effect in southeastern Brazil. *Radiocarbon*, 49(03):1255-1259.
- Arnold J. R., Libby W. F. 1949. Age Determinations by Radiocarbon Content: Checks with 1014 Samples of Known Age. *Science*, 110: 678–680.
- Ascough, P. L., Cook G. T., Church M. J., Dugmore A. J., Arge S. V., Mcgovern T. H. 2006. Variability in North Atlantic marine radiocarbon reservoir effects at c. AD 1000. *The Holocene*, 16(1), pp.131-136.
- Ascough, P., Cook G., Dugmore A. 2005. Methodological approaches to determining the marine radiocarbon reservoir effect. *Progress in Physical Geography*, 29(4), pp.532-547.

- Ascough, P., G. Cook, A. Dugmore, J. Barber, E. Higney, and E. M. Scott. Holocene Variations in the Scottish Marine Radiocarbon Reservoir Effect, *Radiocarbon*, 46(2), 611–620, 2004.
- Bastos A. C., Amado-Filho G. M., Moura R. L., Sampaio F. M., Bassi D., Braga J. C. 2016. Origin and sedimentary evolution of sinkholes (buracas) in the Arolhos continental shelf, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 462: 101–111.
- Bronk Ramsey C. 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27: 42-60.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51:337-360.
- Carvalho C., Macario K., de Oliveira M.I., Oliveira F., Chanca I., Alves E., Souza R., Aguilera O., Douka K. 2015. Potential use of archaeological snail shells for the calculation of local marine reservoir effect. *Radiocarbon*, 57: 459-467.
- Coe, H., Macario K. D., Gomes J., Chueng K., Oliveira F. M., Gomes P. R. S., Carvalho C., Linares R., Alves E. Q., Santos G. M. Understanding Holocene variations in the vegetation of Sao Joao River basin, southeastern coast of Brazil, using phytolith and carbon isotopic analyses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 415, p. 59-68, 2014.
- Craig, H. 1957. The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea. *Tellus*, 9(1), pp.1-17.
- Damon P.E., Lerman J.C., Long A. 1978. Temporal fluctuations of atmospheric ^{14}C : causal factors and implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6(1), pp.457-494.
- Dehling H., Van Der Plicht J. 1993. Statistical problems in calibrating radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 35: 239-244.
- De Masi M. A. N. 2001. Pescadores coletores da costa sul do Brasil. *Pesquisas (Antropologia)*, 57: 1–136.
- Eastoe C. J., Fish S., Fish P., Gaspar M.D., Long, A. 2002. Reservoir corrections for marine samples from the South Atlantic Coast, Santa Catarina state, Brazil. *Radiocarbon*, 44: 145–148.
- Geyh M. A., Grosjean M., Nuñez L., and Schotterer U. 1999. Radiocarbon reservoir effect and the timing of the late-glacial/early Holocene humid phase in the Atacama Desert (northern Chile): *Quaternary Research*, v. 52, p. 143–153.
- Godwin, H. 1962. Half-life of radiocarbon. *Nature*. 195:984
- Goodfriend G. A., and Stipp J. J. 1983. Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonate, *Geology*, 11(10), 575–7.
- Hogg A. G., Hua Q., Blackwell P. G., Niu M., Buck C. E., Guilderson T. P., Heaton T. J., Palmer J. G., Reimer P. J., Reimer R. W., Turney C. S. M., Zimmerman S. R. H. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4).
- Hua Q., Barbetti M., Rakowski A. J. 2013. Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950-2010. *Radiocarbon*, 55(4).
- Hughen K. A., Baillie M. G., Bard E., Beck J. W., Bertrand C. J., Blackwell P. G., Buck C. E., Burr G. S., Cutler K. B., Damon P. E., Edwards R. I. 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(03):1059-1086.
- Inda, H., García-Rodríguez, F., Del Puerto, L., Stutz, S., Figueira, R. C. L., De Lima Ferreira, P.A. and Mazzeo, N., 2016. Discriminating between natural and human-induced shifts in a shallow coastal lagoon: A multidisciplinary approach. *Anthropocene*, 16:1-15.
- Jou R.M., Macario K.D., Carvalho C., Dias R.S., Brum M.C., Cunha F.R., Ferreira C.G., Chanca I.S. 2015. Biogenic fraction in the synthesis of polyethylene terephthalate. *International Journal of Mass Spectrometry*. 388:65-8.
- Korff, S. A., and R. B. Mendell, Variations in Radiocarbon Production in the Earth's Atmosphere, *Radiocarbon*, 22(2), 159–165, 1980.
- Lal D. 1992. Cosmogenic in situ radiocarbon on the earth. In *Radiocarbon After Four Decades* (pp. 146-161). Springer New York.
- Lal D., Peters B. 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. *Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II*, 551–612.
- Levin I., Heshshaimer V. 2000. Radiocarbon – a Unique Tracer of Global Carbon Cycle Dynamics. *Radiocarbon*, 42: 69–80.
- Levin I., Kromer B., Wagenbach D., Munnich K. O. 1987. Carbon isotope measurement of atmospheric CO_2 at a coastal station in Antarctica. *Tellus*, 39B: 89–95.
- Libby W. 1946. Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation. *Physical Review*, 69(11-12), p.671.
- Libby W., Anderson E., Arnold J. 1949. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, 109: 227–228.
- Lingenfelter R. E. 1963. Production of ^{14}C by cosmic-ray neutrons. *Reviews of Geophysics*, 1: 35–53.
- Lourenço, R.A., de Mahiques, M.M., Wainer, I.E.K.C., Rosell-Melé, A. and Bicego, M.C., 2016. Organic biomarker records spanning the last 34,800 years from the southeastern Brazilian upper slope: links between sea surface temperature, displacement of the Brazil Current, and marine productivity. *Geo-Marine Letters*, 36(5):361-369.
- Macario K.D., Souza R.C.C.L., Trindade D.C., Decco J., Lima T.A., Aguilera O.A., Marques A.N., Alves E.Q., Oliveira F.M., Chanca I.S., Carvalho C. 2014. Chronological model of a Brazilian Holocene shellmound (Sambaqui da Tarioba, Rio de Janeiro, Brazil). *Radiocarbon*, 56(2):489-499.
- Macario K.D., Souza R.C.C.L., Aguilera O.A., Carvalho C., Oliveira F.M., Alves E.Q., Chanca I.S., Silva E.P., Douka K., Decco J., Trindade D.C., Marques A.N., Anjos R.M., Pamplona F.C. 2015. Marine reservoir effect on the Southeastern coast of Brazil: results from the Tarioba shellmound paired samples. *Journal of Environmental Radioactivity*, 143: 9-14.
- Macario K.D., Alves E.Q., Chanca I.S., Oliveira F.M., Carvalho C., Souza R., Aguilera O., Tenório M.C., Rapagnã L.C., Douka K., Silva E. 2016. The Usiminas shellmound on the Cabo Frio Island: Marine reservoir effect in an upwelling region on the coast of Brazil. *Quaternary Geochronology*, 35:36-42.
- McCormac F. G., Hogg A. G., Blackwell P. G., Buck C. E., Higham T. F. G., Reimer P. J. 2004. SHCal04 Southern Hemisphere calibration, 0–11.0 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46(3):1087–92.
- McCormac F. G., Reimer P. J., Hogg A. G., Higham T. F. G., Baillie M. G. L., Palmer J., Stuiver M. 2002. Calibration of the radiocarbon time scale for the southern hemisphere: AD 1850–950. *Radiocarbon*, 44: 641–651.
- Milheira R. G., Macario K. D., Chanca I. S., Alves, E. Q. Archaeological Earthen Mound Complex in Patos Lagoon, Southern Brazil: Chronological Model and Freshwater Influence. *Radiocarbon*, v. 59, p. 195-214, 2017.
- Millard A. R. 2014. Conventions for reporting radiocarbon determinations. *Radiocarbon*, 56: 555-559.
- Muller, R. A., Radioisotope dating with a cyclotron, *Science*, 196(4289), 489–494, 1977.
- Nadal de Masi M. A., 2001. Pescadores coletores da costa sul do Brasil. *Pesqui. Antropol.* 57, 1e136.
- Nagai R.H., Martins M.V.A., Burone L., Wainer I.E.K.C., E Sousa S.H.D.M., Figueira R.C.L., Bicego M.C., Alves D.P.V., Dias J.M.A., De Mahiques M.M. 2016. In-phase inter-hemispheric changes in two upwelling regions: The Southeast Brazilian and NW Iberian margins. *Journal of Sedimentary Environments*, 1(1):43-67.
- Palstra S. W., Meijer H. A. 2014. Biogenic carbon fraction of biogas and natural gas fuel mixtures determined with ^{14}C . *Radiocarbon*, 56: 7-28.
- Patrut A., von Reden K. F., Lowry D. A., Mayne D. H., Elder K. E., Roberts M. L., McNichol A. P. 2010. Comparative AMS radiocarbon dating of pretreated versus non-pretreated tropical wood samples. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 268(7–8):910–3.

- Pessenda L. C. R., Gouveia S. E. M. and Aravena R. 2001, 'Radiocarbon dating of total soil organic matter and humin fraction and its comparison with ^{14}C ages of fossil charcoal', *Radiocarbon* 43, 595–601.
- Pierrri B. S., Fossari T. D., Magalhães A. R. M. 2016. O mexilhão Perna perna no Brasil: nativo ou exótico? *Arquivo Brasileiro de Medicina Veterinária e Zootecnia*, 68: 404-414.
- Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hafliadason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T. J., Hoffmann D. L., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., Manning S. W., Niu M., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Staff R. A., Turney C. S. M., Van Der Plicht, J. 2013. *IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP*. *Radiocarbon*, 55(4).
- Reimer P., Baillie M., Bard E., Bayliss A., Beck J., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Buck C., Burr G., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kaiser K., Kromer B., McCormac F., Manning S., Reimer R., Richards D., Southon J., Talamo S., C. Turney C., Van Der Plicht J., Weyhenmeyer C. 2009. *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP*. *Radiocarbon*, 51:1111–1150.
- Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Bertrand C. J. H., Blackwell P. G., Buck C. E., Burr G. S., Cutler K. B., Damon P. E., Edwards R. L., Fairbanks R. G., Friedrich M., Guilderson T. P., Hogg A. G., Hughen K. A., Kromer B., McCormac G., Manning S., Bronk Ramsey C., Reimer R., Remmele S., Southon J., Stuiver M., Talamo S., Taylor F., Van Der Plicht J., Weyhenmeyer C. 2004. *IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration 0-26 cal kyr BP*. *Radiocarbon*, 46:1029–1058.
- Santos G. M., Bird M. I., Pillans B., Fifield L. K., Alloway B. V., Chappell J., Hausladen P. A., Armeth A., 2001. Radiocarbon dating of wood using different pre-treatment procedures: application to the chronology of Rotoehu ash, New Zealand. *Radiocarbon* 43, 239–248.
- Siegenthaler U., Sarmiento, J. L. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, 365:119–125.
- Sigman D. M., Boyle E.A. 2000. Glacial/Interglacial Variations In Atmospheric Carbon Dioxide. *Nature*, 407: 859–869.
- Sinha R., Friend P. F., Switsur V. R. 1996. Radiocarbon dating and sedimentation rates in the Holocene alluvial sediments of the northern Bihar plains, India. *Geological Magazine* 133, 85 – 90.
- Stuiver M, Polach H.A. 1977. Discussion reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19: 355-63.
- Stuiver M., Braziunas T.F., Grootes P.M., Zielinski G.A. 1998. Is There Evidence for Solar Forcing of Climate in the GISP2 Oxygen Isotope Record? *Quaternary Research*, 48: 259–266.
- Stuiver M. 1998. High precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40: 1127-1151.
- Stuiver M., Reimer P.J., Reimer R.W. 2017. CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2017-5-21
- Stuiver M., Braziunas T. 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35: 137–189.
- Stuiver M., Pearson G. W., Braziunas T. 1986. Radiocarbon age calibration of marine samples back to 9000 cal yr BP. *Radiocarbon*, 28: 980–1021.
- Trumbore S. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecol. Appl.* 10, 399–411 (2000)
- Wang Y., R. Amundson and S. E. Trumbore. 1996. Radiocarbon dating of soil organic matter. *Quaternary Research* 45:282-288.
- Williams R. G., Follows M. J. 2011. *Ocean Dynamics and the Carbon Cycle: Principles and Mechanisms*. Cambridge University Press.
- Yamazaki T., Oda H. 2002. Orbital influence on Earth's magnetic field: 100,000-year periodicity in inclination. *Science* (New York, N.Y.), 295: 2435–2438.
- Yim W. W-S. 1999: Radiocarbon dating and the reconstruction of late Quaternary sea-level changes in Hong Kong. *Quaternary International* 55,77-91.

Recebido 10 de junho de 2017

Aceito 23 de janeiro de 2018