



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.31.14.12-TDI

PROPRIEDADES BIO-ÓPTICAS DA LAGUNA LESTE DA NOVA CALEDÔNIA, SUDOESTE DO OCEANO PACÍFICO

Luciane Rafaela Favareto

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Milton Kampel, e
Natália de Moraes Rudorff,
aprovada em 25 de agosto de
2015.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JUH3CB>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JUH3CB)

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.31.14.12-TDI

PROPRIEDADES BIO-ÓPTICAS DA LAGUNA LESTE DA NOVA CALEDÔNIA, SUDOESTE DO OCEANO PACÍFICO

Luciane Rafaela Favareto

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Milton Kampel, e
Natália de Moraes Rudorff,
aprovada em 25 de agosto de
2015.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JUH3CB>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JUH3CB)

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Favareto, Luciane Rafaele.

F277p Propriedades bio-ópticas da laguna leste da Nova Caledônia,
sudoeste do Oceano Pacífico / Luciane Rafaele Favareto. – São
José dos Campos : INPE, 2015.

xxx + 125 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/07.31.14.12-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Milton Kampel, e Natália de Moraes
Rudorff.

1. Sensoriamento remoto da cor do oceano. 2. Propriedades
bio-óptica. 3. Clorofila-a. 4. Laguna leste da Nova Caledônia.
5. Oceano Pacífico sudoeste. I.Título.

CDU 551.463.5:535.6



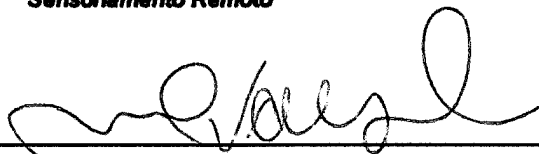
Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em

Sensoriamento Remoto

Dr. Milton Kampel



Presidente / Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dra. Natália de Moraes Rudorff



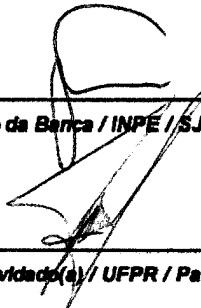
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Evelyn Márcia Leão de Moraes Novo



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Mauricio Almeida Noernberg



Convidado(a) / UFPR / Paraná - PR

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

☒ unanimidade

Título: "PROPRIEDADES BIO-ÓPTICAS DA LAGUNA LESTE DA NOVA CALEDÔNIA, SUDOESTE DO OCEANO PACÍFICO"

Aluno (a): **Luciane Rafaela Favareto**

São José dos Campos, 25 de Agosto de 2015

"Não sei como pareço aos olhos do mundo, mas eu mesmo vejo-me como um pobre garoto que brincava na praia e se divertia em encontrar uma pedrinha mais lisa uma vez por outra, ou uma concha mais bonita do que de costume, enquanto o grande oceano da verdade se estendia totalmente inexplorado diante de mim."

Isaac Newton

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que diante de tantas probabilidades me colocou exatamente aqui neste exato instante de tempo, permitindo que eu vivenciasse e passasse por muitos momentos ao lado de grandes amigos (Aline, Carina, Cíntia, Cristina, Dolores, Evandro, Fábio, Francisca, Gabriel, Isaque, Ivan, João, Larissa, Laura, Leandro, Lorena, Luae, Lucas, Mainara, Natália, Patrícia, Paula, Rogério, Sydneia, Tiago, Valéria e Willian), pessoas maravilhosas que eu jamais imaginei encontrar “fora de casa” e me sentir tão “em casa”. Não tenho como agradecer da forma que realmente gostaria, mas peço sempre a Deus que cuide e ilumine o caminho de vocês, seja onde for. E seja lá onde eu estiver estes momentos estarão guardados comigo, não importa o tempo e a distância sempre vou lembrar de todo carinho que recebi com muita gratidão.

A primeira coisa mais preciosa que ganhei, além da minha própria vida, é você mãe. Quero agradecer por me mostrar o exemplo de mulher guerreira e batalhadora, por mais difícil e distante que tudo tenha ficado, não deixou de apoiar suas filhas (volta Leila!). Agradeço também o apoio da minha família (tios Marcela =^.=, Walter, Célia, Jaque, Gusto, Márcia, Mari e César; avós Oswalte, Calos e Nega; bisos Alduina e João; e primos), que representa a formação do meu caráter e uma generosa parte de ótimas lembranças da minha vida. Agradeço ao Renato, pela paciência, apoio e o incentivo para sempre evoluir e nunca desistir.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação do INPE e todos os professores pela oportunidade do mestrado, aprendizado valioso, apoio e amizade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) que proveu a bolsa de estudos.

E em especial, quero agradecer meus orientadores Milton Kampel e Natália M. Rudorff, por acreditarem em mim, pelo aprendizado, pelas oportunidades abertas, suporte e amizade. Agradeço aos responsáveis e pesquisadores Dr. Robert Frouin, a Dra. Cecile Dupouy e o Dr. Rüdiger Röttgers envolvidos no cruzeiro oceanográfico CALIOPE 2, pela maravilhosa oportunidade de participar deste cruzeiro na Nova Caledônia pela recepção, atenção e contribuições no presente trabalho. Por fim, agradeço a todos que torceram por mim e me ajudaram a concluir esta jornada.

Obrigada!

RESUMO

O cruzeiro CALIOPE 2 foi realizado no verão austral de 2014 na Laguna Leste da Nova Caledônia (LLNC) - Oceano Pacífico sudoeste, região esta declarada como Patrimônio Mundial da Humanidade. Medições *in situ* de dados bio-ópticos e oceanográficos e de dados radiométricos acima-da-água com o equipamento FieldSpec e submersos com o TriOS e o Satlantic, foram coletados em 54 estações com o objetivo de entender o ambiente e validar produtos de sensoriamento remoto da cor do oceano do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS – Aqua). A análise e validação do TriOS adaptado a uma estrutura de PVC é inédita e servirá de apoio a projetos e monitoramentos. As águas da LLNC foram caracterizadas como mesotróficas com concentração de clorofila-*a* (Cla) entre 0,13 e 0,89 mg/m³ e opticamente complexas com proporções entre 30-55% de matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM) e, entre 30-70% de partículas não-algais (NAP). Os maiores valores (0,1 m⁻¹) de absorção total (a_{tw}) dos constituintes opticamente ativos (COA) em 443nm assim como os máximos de Cla, turbidez (1,09 NTU), nutrientes (0,8 µmol/l) e fluorescência (0,95 mg/m³) foram registrados nas proximidades do Rio Thio, região sob intensa atividade de mineração. O retroespalhamento de partículas (b_{bp}) (555) obteve maiores valores (0,018 m⁻¹) em áreas costeiras entre Touho e Thio, onde existem ~11 pontos de extração de minério. A reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}) obtida com o FieldSpec sob condições ambientais adversas e.g. ventos intensos e luminosidade variável, foi superestimada com uma diferença relativa (UPD) de ~50% (443) em relação aos submersos, principalmente nos menores comprimentos de onda (λ) devido à ineficiência na correção da reflexão do céu na superfície da água. Dados mais acurados foram obtidos entre os radiômetros submersos Satlantic e TriOS (UPD=8% em 443). As R_{rs} MODIS superestimaram as R_{rs} *in situ* do Satlantic e TriOS com um UPD de 6 e 15% respectivamente (subestimaram com UPD de 21 e 30%) nos menores (maiores) λ . As maiores fontes de incertezas obtidas na estimativa dos COA pelos modelos empíricos e semi-analíticos de cor do oceano testados ocorreram principalmente nas regiões internas da LLNC com profundidades inferiores a 75m. No setor mais externo da laguna, os resultados foram melhores demonstrando o melhor ajuste dos modelos nestas regiões. A Cla modelada a partir de dados de R_{rs} do equipamento TriOS (R_{rsT}) foi superestimada (UPD >33%) por todos os modelos testados, principalmente em ambientes costeiros com maior influência de outros COA (e.g. matéria orgânica dissolvida e particulada). A estimativa de Cla a partir da R_{rs} MODIS, possivelmente decorrente de incertezas na correção atmosférica apresentou subestimação (UPD >21%) relacionada às águas mais externas à laguna e, não teve bom desempenho geral ($R^2 = 0.1$) revelando que pequenos erros espectrais na determinação da R_{rs} por satélite propagam erros maiores na modelagem bio-óptica. Nas propriedades ópticas inerentes (POI) modeladas, a absorção do fitoplâncton (a_{phy} , 443) apresentou um desempenho razoável (R^2 médio de 0.4) quando derivado de R_{rsT} , mas dispersivo quando derivado de R_{rs} MODIS (R^2 médio de 0.05), para todos os modelos analisados. Melhores resultados, ambos com R^2 médio de 0.7, foram obtidos na recuperação da absorção de NAP+CDOM (a_{dg} , 443) e do b_{bp} (443) a partir de R_{rsT} e R_{rs} MODIS. Trabalhos futuros devem buscar ajustes regionais dos modelos da cor do oceano à medida que uma base de dados mais robusta seja construída capturando as variabilidades espaciais e temporais.

BIO-OPTICAL PROPERTIES OF NEW CALEDONIA EASTERN LAGOON, SOUTHWESTERN PACIFIC OCEAN

ABSTRACT

The CALIOPE 2 cruise was conducted in the austral summer of 2014 in the region of the eastern lagoon of New Caledonia (LLNC), Southwestern Pacific Ocean, declared as a World Heritage Site. *In situ* measurements of bio-optical and oceanographic data, above-water radiometric data with FieldSpec equipment and submerged with TriOS and Satlantic were collected at 54 stations aiming to understand the environment and validate the remote sensing ocean color products of the sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS - Aqua). The analysis and validation of the TriOS adapted to a PVC structure is unprecedented and will support projects and continuing monitoring program. In general, the LLNC waters were characterized as mesotrophic with concentration of chlorophyll-a (Cla) between 0.13 and 0.89 mg/m³ and optically complex with proportions between 30-55% of colored dissolved organic matter (CDOM) and 30-70% non-algal particles (NAP). Larger values (0.1 m⁻¹) of total absorption (a_{tw}) of optically active constituents (COA) at 443nm as well as the maximum Cla, turbidity (NTU 1.09), nutrients (0.8 mol/l) and fluorescence (0.95 mg/m³) were recorded near the Thio river region under intense mining activity. Higher values (0.018 m⁻¹) of backscatter particles (b_{bp}) (555nm) were obtained in coastal areas between Touho and Thio, where 11 mining points are located. The remote sensing reflectance (R_{rs}) obtained with the radiometer FieldSpec under adverse environmental conditions such as strong winds and variable brightness, was overestimated with a relative difference (UPD) of ~ 50% (443) over submerged radiometers, especially in shorter wavelengths due to inefficiency in correction of the sky reflection on the water surface. More accurate data were obtained from the submerged radiometers Satlantic and TriOS (UPD = 8% in 443). The R_{rs} MODIS overestimated the R_{rs} *in situ* of Satlantic and TriOS with 6 and 15% UPD respectively (underestimated with 21 and 30% UPD) in the shorter (larger) wavelengths. The largest sources of uncertainty obtained in the estimation of COA by the tested empirical and semi-analytical ocean color models occurred mainly in the inner regions of LLNC (<75m). In the external sector of the lagoon, the models fitted better. The Cla estimated with TriOS R_{rs} was overestimated (UPD >33%) by all tested models, especially in coastal environments with greater influence of other COA (e.g. dissolved organic matter and particulate). The Cla estimated with MODIS R_{rs} was underestimated (UPD >21%) possibly due to uncertainties in atmospheric correction revealing that small spectral errors on R_{rs} retrieval from satellite data propagate larger errors in the bio-optical modeling. In the

case of the modeled inherent optical properties (POI), the absorption of phytoplankton (a_{phy} in 443) presented a reasonable (mean $R^2 = 0.4$) performance when derived from TriOS R_{rs} , but was quite dispersive when derived from MODIS R_{rs} (mean $R^2 = 0.05$) for all analyzed models. Better results, both with mean $R^2 = 0.7$, were obtained in the retrieval of absorption NAP+CDOM (a_{dg} in 443) and b_{bp} (443) from TriOS R_{rs} and MODIS R_{rs} . Future work should seek regional adjustments of ocean color models as a more robust database is built, capturing the spatial and temporal variability.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 4.1 - As posições médias (novembro a abril) das principais feições do clima da região. As setas amarelas mostram os ventos de superfície, o sombreado azul representa as faixas de precipitação (zonas de convergência com relativa baixa pressão), pontilhado em vermelho indica a Água Quente do Oeste do Pacífico. H representa as posições típicas do movimento dos sistemas de alta pressão.	19
Figura 4.2 - Circulação do Oceano Pacífico sudoeste. A escala de cores é apresentada somente até profundidades de 2000. As setas azuis indicam as principais correntes (0-1000 m).	22
Figura 4.3 – Dados modelados das condições médias de correntes de superfície (2000-2004) nos meses de janeiro a março (A) e julho a setembro (B). Médias mensais de ventos (1992-2005) modelados para os meses de março (C) e julho (D).	24
Figura 4.4 – Terras emersas do espaço marítimo da Nova Caledônia, Parque Natural do Mar de Coral (PNMC), ZEE Nova Caledônia.	26
Figura 4.5 - Zonas inscritas (<i>Zones inscrites</i>) no Patrimônio Mundial (UNESCO) e Zonas de amortecimento (<i>Zones tampons</i>) marinhas e terrestres.	26
Figura 4.6 - Usina de níquel em Goro, região sudoeste da Nova Caledônia, operada pela Vale do Rio Doce - Brasil.	27
Figura 5.1 - Mapa de localização das estações de coleta, batimetria, hidrografia, municípios e áreas de mineração.	30
Figura 5.2 - Equipamento TriOS-RAMSES adaptado a uma moldura de PVC flutuante para coleta de dados sem interferência do navio.	32
Figura 5.3 - Espectroradiômetro FieldSpec HandHeld (ASD), utilizado em medidas radiométricas acima da superfície da água.	33
Figura 5.4 – Variação do fator ρ . Interpolação linear a partir dos valores fornecidos por Mobley (Vento com resolução de 2m/s 0 a 14; ângulo solar com resolução de 10° de 0 a 80; ângulo zenital fixado em 40°; e de visada fixado em 135°).	35
Figura 5.5 - Ajuste polinomial (<i>Polyfit</i>) e cálculo da atenuação difusa (<i>Slope</i>) para os dados brutos (<i>Raw Data</i>) de $E_d(z, 399,8 \text{ nm})$ e $L_u(z, 399,8 \text{ nm})$ pela profundidade em	
Figura 5.6 - Fluxograma do processamento de dados radiométricos orbitais e in situ..	38
Figura 5.7 – A figura a esquerda mostra a <i>Rosette</i> acoplada com 12 garrafas <i>Niskin</i> e galões de acrílico para acondicionamento das amostras. Na figura a	

direita, são as amostras coletadas em galões de acrílico sendo filtradas com auxílio de uma bomba a vácuo.....	42
Figura 5.8 - Fluxograma do processamento de dados <i>in situ</i> das POI.	46
Figura 6.1 - Direção e velocidade do vento amostrados durante o cruzeiro CALIOPE 2. Setas em cinza-claro indicam a direção do vento e a velocidade (m/s) é apresentada em escala de cores. O limite aproximado da laguna dado pela barreira de corais submersas está indicado na figura.	49
Figura 6.2 - Temperatura na superfície da água (°C) em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.	49
Figura 6.3 - Salinidade na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.	50
Figura 6.4 – Turbidez (NTU) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.	54
Figura 6.5 – Concentração de NO _x (μmol/l) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.....	54
Figura 6.6 – Concentração de PO ₄ (μmol/l) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.....	55
Figura 6.7 – Concentração de SiO ₂ (μmol/l) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.....	55
Figura 6.8 – Cla (mg/m ³) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.	56
Figura 6.9 – Diagrama de temperatura (°C), salinidade e densidade (σ) pela profundidade do perfil (PL em metros) de dados amostrados com CTD durante a campanha CALIOPE 2.....	56
Figura 6.10 – Organização dos transectos analisados com amostragens de CTD.....	57
Figura 6.11 - Temperatura (°C) e Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).	59
Figura 6.12 - Turbidez (NTU) e PAR Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).	60
Figura 6.13 - Fluorescência (mg/m ³) Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).	61
Figura 6.14 - Dados de R_{rs} do radiômetro FieldSpec ($R_{rs}F$ (sr ⁻¹)) por comprimento de onda. Os dois primeiros gráficos mostram a $R_{rs}F$ com fator ρ fixo em 0,0033 (esquerda) e modelado (direita; estimados por Mobley (1999)). Os dois gráficos na parte inferior da figura apresentam a $R_{rs}F$ com correção residual e fator ρ fixo em 0,0033 (esquerda) e modelado (direita; estimados por Mobley (1999)).	62
Figura 6.15 – Gráfico da reflectância de sensoriamento remoto do equipamento TriOS ($R_{rs}T$ (sr ⁻¹)) por comprimento de onda.	65

Figura 6.16 - Gráfico da reflectância de sensoriamento remoto do equipamento Satlantic ($R_{rs}S$ (sr^{-1})) por comprimento de onda.	66
Figura 6.17 - Dados de $R_{rs}F$ (N=50), $R_{rs}T$ (N=49) e $R_{rs}S$ (E_d) (N=39) por comprimento de onda sem FCB (esquerda) e com FCB aplicado (direita).....	68
Figura 6.18 – Comparação de dados de R_{rs} sem correção do Fator de Correção Bidirecional (sem f/Q) e com correção (com f/Q) para cada banda e razão de bandas dos equipamentos FieldSpec ($R_{rs}F$) e TriOS ($R_{rs}T$) e Satlantic ($R_{rs}S$).	69
Figura 6.19 - Comparação geral dos dados de $R_{rs}F \times R_{rs}S$ (sr^{-1}), $R_{rs}F \times R_{rs}T$ (sr^{-1}) e $R_{rs}S \times R_{rs}T$ (sr^{-1}) com todas as bandas (acima) e entre as razões de bandas (abaixo).	73
Figura 6.20 – Distribuição espacial de $R_{rs}T$ (sr^{-1}) (banda 443 nm) <i>in situ</i> em 49 estações na LLNC.	75
Figura 6.21 – Distribuição espacial de $R_{rs}T$ (sr^{-1}) (banda 555 nm) <i>in situ</i> em 49 estações na LLNC.	75
Figura 6.22 – Comparação <i>in band</i> dos dados de $R_{rs}F$ (default N=19; CT N=28), $R_{rs}S$ (default N=18; CT N=26) e $R_{rs}T$ (default N=17; CT N=27) <i>in situ</i> com os dados obtidos pelo sensor MODIS-Aqua nos processamentos de imagens L1 para L2 no modo: <i>default</i> (do SEADAS) e CT=0,0040.	78
Figura 6.23 – [A] Espectros da absorção total (a_t) <i>in situ</i> : espectros da a_t (N=51) sem a soma da absorção da água pura (a_{t-w} , cinza), média (preto) e desvio padrão (azul); espectro da água pura (a_w , em amarelo); espectro médio de a_t (verde) incluindo a a_w com o respectivo desvio padrão (vermelho). [B] Representa os espectros médios de a^*_{phy} (absorção do fitoplâncton normalizada pela Cla), a_{phy} (absorção do fitoplâncton), a_{cdom} (absorção do CDOM) e a_{nap} (absorção de partículas não-algais).....	80
Figura 6.24 – Proporção dos coeficientes a_{phy} (443), a_{cdom} (443) e a_{nap} (443) de cada estação amostral (N=51). As cores indicam a profundidade local (m) de cada estação.....	81
Figura 6.25 – Espectros da $a_{phy} m^{-1}$ (esquerda) e $a^*_{phy} m^{-2}(mg\ Cl_a)^{-1}$ (direita) medidos <i>in situ</i> nas 51 estações (linha cinza), média (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).....	84
Figura 6.26 – Distribuição espacial de $a_{phy} m^{-1}$ (443) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.	84
Figura 6.27 – Espectros de a_{cdom} <i>in situ</i> de 51 estações (linha cinza), média (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).	85
Figura 6.28 – Distribuição espacial de $a_{cdom} m^{-1}$ (443 nm) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.....	86

Figura 6.29 – Distribuição espacial da inclinação espectral do $a_{\text{cdom}} \text{ m}^{-1}$ (S_{cdom}) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) nas 51 estações com o valor médio (tracejado vermelho) e o desvio padrão (tracejado em azul).	86
Figura 6.30 – Espectros da $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ <i>in situ</i> de 51 estações (linha cinza), médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).	87
Figura 6.31 – Distribuição espacial de $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ (443 nm) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.	88
Figura 6.32 - Distribuição espacial da inclinação espectral do $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ (S_{anap}) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) nas 51 estações na LLNC com o valor médio (tracejado vermelho) e o desvio padrão (tracejado em azul).	88
Figura 6.33 – Coeficientes de absorção biogênica ($a \text{ m}^{-1}$) (em log10) de a_{phy} (443) (em azul), a_{cdom} (443) (em vermelho) e a_{nap} (443) (em preto) vs. Cla (mg/m^3), com os respectivos erros médios quadráticos, coeficientes de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.	90
Figura 6.34 – Coeficientes de absorção biogênica (a, m^{-1}) (em log10) de a_{phy} (443) (em azul), a_{cdom} (443) (em vermelho) e a_{nap} (443) (em preto) vs. a Turbidez (NTU), com os respectivos erros médios quadráticos, coeficientes de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.	91
Figura 6.35 – Espectros de $b_{\text{bp}} \text{ m}^{-1}$ <i>in situ</i> de 51 estações (linha cinza), médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).	92
Figura 6.36 – Distribuição espacial de $b_{\text{bp}} \text{ m}^{-1}$ (555 nm) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.	93
Figura 6.37 – Distribuição espacial da inclinação espectral do $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ (S_{anap}) <i>in situ</i> acompanhada dos valores obtidos (gráfico) nas 51 estações na LLNC com o valor médio (tracejado vermelho) e o desvio padrão (tracejado em azul).	93
Figura 6.38 – Coeficientes de retroespalhamento de partículas ($b_{\text{bp}} \text{ m}^{-1}$ eixos em log10) com os respectivos erro médio quadrático, coeficiente de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.	94
Figura 6.39 – Coeficiente de retroespalhamento de partículas ($b_{\text{bp}} \text{ m}^{-1}$ 555 nm, eixos em log10) por a_{phy} (443 nm, em azul), a_{cdom} (443 nm, em vermelho) e a_{anap} (443 nm, em preto) com os respectivos erro médio quadrático, coeficiente de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.	94
Figura 6.40 – Comparações entre a Cla (mg/m^3) determinadas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C])	

sobre a $R_{rs}T$ ("R _{Cl} a", N=49) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{Cl} a", N=27) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).	100
Figura 6.41 – Comparações entre a Cl_a (mg/m ³) da região externa da LLNC medidas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ ("R _{Cl} a", N=37, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{Cl} a", N=15, abaixo) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).	100
Figura 6.42 – Comparações entre a Cl_a (mg/m ³) da região externa da LLNC medidas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ ("R _{Cl} a", N=12, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{Cl} a", N=12, abaixo) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).	101
Figura 6.43 - Comparações entre a a_{phy} (443) (m ⁻¹) medidas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ ("R _{a_{phy}} ", N=49, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{a_{phy}} ", N=27, abaixo) com os modelos GSM ([D]), QAA ([E]) e GIOP ([F]).	102
Figura 6.44 - Comparações entre a a_{dg} (443) (m ⁻¹) medidas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ ("R _{a_{dg}} ", N=49, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{a_{dg}} ", N=27, abaixo) com os modelos GSM ([D]), QAA ([E]) e GIOP ([F]).	103
Figura 6.45 - Comparações entre a b_{bp} (443) (m ⁻¹) medidas <i>in situ</i> com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ ("R _{b_{bp}} ", N=48, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua ("M _{b_{bp}} ", N=27, abaixo) com os modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]).	104

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 6.1 - Registro das condições atmosféricas e oceanográficas. Parâmetros: ST=estação; Dia=dia da coleta; Hora=horário local; LAT=latitude; LON=longitude; INS=instrumentos utilizados: 1.Fieldspec, 2.Trios e 3.Satlantic; Cla (mg/m ³); U=Vento em m/s (direção em graus); PL=profundidade local; CN=cobertura de nuvens (máx. 8/8); IsTSM e IsSSM=temperatura e salinidade in situ da superfície do mar; Céu e Oceano=condições descritivas: CS.Céu claro, OC.Encoberto, HILV.Variação na iluminação e R.Ventos fortes e com ondas acima de 1,5m; Intern./Ext. LLNC=estações internas ou externas da LLNC.	49
Tabela 6.2 - Diferenças estatísticas entre os radiômetros. $R_{rs}S$ (referência) v.s. $R_{rs}F$ comparada em 36 estações. $R_{rs}T$ (referência) v.s. $R_{rs}F$ comparada em 42 estações. $R_{rs}T$ (referência) v.s. $R_{rs}S$ comparada em 34 estações.	72

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Pág.

ASD	Analytical Spectral Devices
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
COA	Constituintes Opticamente Ativos
CR	Correção Residual
CS	Céu claro
CT	Limiar de nuvens (<i>cloud threshold</i>)
CTD	<i>Conductivity, Temperature, and Depth</i>
CZCS	<i>Coastal Zone Color Scanner</i>
DIR°	Direção do ventos em graus
DOM	Matéria Orgânica Dissolvida
E	Externa
EAC	Corrente Leste Australiana
ECC	Corrente Leste da Caledônia
ENOS	Niño/Oscilação Sul
FRB	Fator de reflectância bidirecional
GIOP	<i>Generalized IOP</i>
GKSS)	<i>Institute for Coastal Research</i>
GPC	Golfo de Papua Nova Guiné
GSM01	<i>Garver-Siegel-Maritorea</i>
HILV	Variação na iluminação
I	Interna
IPO	Oscilação Interdecadal do Pacífico

IRD	<i>Institut de Recherche pour le Développement</i>
ISEE	Instituto de Estatística e Estudos Econômicos da Nova Caledônia
IsSSM	Salinidade da Superfície do Mar <i>in situ</i>
IsTSM	Temperatura da Superfície do Mar <i>in situ</i> , °C
LAT	Latitude
LLNC	Laguna Leste da Nova Caledônia
LON	Longitude
MERIS	<i>MEdium Resolution Imaging Spectrometer</i>
MIO	Instituto Mediterrâneo de Oceanografia
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectrometer</i>
N	Número de amostras
NAP	Partícula não-algal
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCJ	Jatos Norte da Caledônia
NGCU	Nova Guiné Costal Undercurrent
NICU	New Ireland Coastal Undercurrent
NOx	Nitrito+nitrato
NQC	Corrente Norte de Queensland
NVJ	Jato Norte Vanuatu
OC	Encoberto
OLCI	<i>Ocean Land Colour Instrument</i>
PAR	<i>Photosynthetic Active Radiation</i>
PNMC	Parque Natural do Mar de Coral
PO ₄	Fosfato
POI	Propriedades ópticas inerentes

POM	Matéria Orgânica Particulada
Prof	Profundidade local
PSICAM	<i>Point-Source Integrating-Cavity Absorption Meter</i>
QAA	<i>Quase-Analytical Algorithm</i>
QFT	Filtro quantitativo
R	Ventos fortes e com ondas acima de 1,5m
r	Correlação linear
RMSE	Erro médio quadrático
ROMS	Modelo Oceânico Regional
RP95	Modelo Roesler e Perry (1995)
RPD	Diferença percentual relativa absoluta
$R_{rs}F$	Reflectância de sensoriamento remoto a partir do equipamento FieldSpec®
$R_{rs}S$	Reflectância de sensoriamento remoto a partir do radiômetro Satlantic
$R_{rs}T$	Reflectância de sensoriamento remoto a partir do radiômetro TriOS
SAW	Subantártica
SCJ	Jatos Sul da Caledônia
SeaWiFS	<i>Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor</i>
SEC	Corrente Sul Equatorial
SGLI	<i>Second-Generation Global Imager</i>
SIO	<i>Scripps Institution of Oceanography</i>
SiO ₃	Silicato, µmol/l
SPCZ	Convergência do Pacífico Sul
SPESMW	Modo de Água Sudeste do Pacífico Subtropical
SSM	Salinidade da Superfície do Mar

ST	Estação
STCC	Contracorrente Subtropical do Pacífico Sul
STW	Água Subtropical
TREMOLO	<i>TRansfErts de la Matière Organique dissoute coLOrée</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
U	Velocidade do vento, m/s
UPD	Diferença percentual imparcial
UTC	<i>Universal Time Coordinate</i>
VIIRS	<i>Visible Infrared Imager Radiometer Suite</i>
WPM	Monção do Pacífico Oeste
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZEE	Zona Econômica Exclusiva

LISTA DE SÍMBOLOS

Pág.

a	Coeficiente de absorção, m^{-1}
a_{phy}^*	Absorção do fitoplâncton normalizada pela Cla $m^2/mgCla$
a_{cdom}	Coeficiente de absorção do CDOM, m^{-1}
a_{dg}	Coeficiente de absorção de partículas, m^{-1}
a_{nap}	Absorção de partícula não-algal, m^{-1}
$a_p (m^{-1})$	Absorção de partículas, m^{-1}
a_{phy}	Absorção do fitoplâncton, m^{-1}
a_{tw}	Coeficiente de absorção total, m^{-1}
a_{t-w}	Absorção sem a soma da absorção da água pura, m^{-1}
a_w	Coeficiente de absorção da água, m^{-1}
b	Coeficiente de espalhamento, m^{-1}
b_b	Ceficiente de retroespalhamento, nm^{-1}
b_{bp}	Coeficiente de retroespalhamento do material particulado, m^{-1}
b_w	Coeficiente de retroespalhamento da água, m^{-1}
c	Coeficiente de atenuação total, m^{-1}
CDOM	Matéria Orgânica Dissolvida Colorida
Cla	Concentração de clorofila- <i>a</i> , mg/m^3
E_d	Irradiância descendente solar, $W.m^{-2}$
E_s	Irradiância de superfície, $W.m^{-2}$
F_c	Fator de calibração
f	Fator de correção ambiental
g	Parâmetros geométricos

K_d	Coeficiente de atenuação difusa, m^{-1}
$L_{céu}$	Radiância medida com o radiômetro apontando para o céu
L_{oceano}	Radiância ascendente da superfície da água, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
L_{placa}	Radiância medida apontando o detector para uma placa Spectralon®
$L_{placa\ campo}$	Radiância da placa de campo, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
$L_{placa\ padrão}$	Radiância da placa padrão, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
L_T	Radiância total, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
L_u	Radiância ascendente, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
L_w	Radiância que emerge da água, $W.m^{-2}.sr^{-1}$
Ma_{dg}	Coeficiente de absorção de partículas modeladas a partir de imagens MODIS, m^{-1}
Ma_{phy}	Coeficiente de absorção do fitoplâncton modeladas a partir de imagens MODIS, m^{-1}
Mb_{bp}	Coeficiente do retroespalhamento modeladas a partir de imagens MODIS, m^{-1}
MCl_a	Concentração de clorofila-a modeladas a partir de imagens MODIS, mg/m^3
n_w	Índice de refração da água do mar
Q	Fator de correção bidirecional, sr
R	Reflectância difusa
R^2	Coeficiente de determinação
R_{rs}	Reflectância de sensoriamento remoto, sr^{-1}
$R_{rs}T$	Reflectância de sensoriamento remoto obtida através do radiômetro TriOS, sr^{-1}
$R_{rs}F$	Reflectância de sensoriamento remoto obtida através do radiômetro FieldSpec, sr^{-1}
$R_{rs}S$	Reflectância de sensoriamento remoto obtida através do radiômetro Satlantic, sr^{-1}
Ra_{dg}	Coeficiente de absorção de partículas modeladas a partir da $R_{rs}T$, m^{-1}
Ra_{phy}	Coeficiente de absorção do fitoplâncton modeladas a partir da $R_{rs}T$, m^{-1}
Rb_{bp}	Coeficiente de partículas modeladas a partir da $R_{rs}T$, m^{-1}
RCl_a	Concentração de clorofila-a modeladas a partir da $R_{rs}T$, mg/m^3

S_{adg}	Inclinação espectral da absorção do a_{dg} , nm^{-1}
S_{bbp}	Inclinação espectral do b_{bp} , nm^{-1}
S_{cdom}	Parâmetro de inclinação espectral do a_{cdom} , nm^{-1}
S_{anap}	Parâmetro de inclinação espectral do a_{nap} , nm^{-1}
β	Caminho óptico
θ_s	Ângulo solar zenital, $^\circ$
θ_v	Ângulo de visada, $^\circ$
λ	Comprimento de onda, nm
O^+	Acima da água (0 metros de profundidade)
O^-	Submerso (0 metros de profundidade)
$\rho L_{\text{céu}}$	Fator de reflectância da superfície do mar para contribuição de brilho
φ_s	Ângulo solar azimutal, $^\circ$
φ_s	Ângulo de visada azimutal, $^\circ$

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
2	OBJETIVO..... 5
2.1.	Geral 5
2.1.1.	Específico 5
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 7
3.1.	Sensoriamento Remoto da Cor do Oceano 7
3.1.1.	Constituintes Opticamente Ativos: diferenças ópticas de águas Caso 1 e Caso 2..... 10
3.1.1.1.	Fitoplâncton..... 10
3.1.1.2.	Material Particulado em Suspensão 11
3.1.1.3.	Matéria Orgânica Dissolvida Colorida..... 11
3.1.2.	Algoritmos e suas incertezas 14
4	ÁREA DE ESTUDO 19
4.1.	Características Meteo-Oceanográficas 19
4.2.	Conservação e Recursos Naturais da Nova Caledônia..... 25
5	MATERIAIS E MÉTODOS 29
5.1.	Projeto TREMOLO 29
5.2.	Missão oceanográfica CALIOPE 2 29
5.2.1.	Dados meteo-oceanográficos 31
5.2.2.	Aquisição de dados radiométricos <i>in situ</i> e orbitais..... 31
5.2.2.1.	Processamento de dados radiométricos <i>in situ</i> e orbitais 33
5.2.3.	Modelos Bio-ópticos 39

5.2.4.	Coeficiente de Absorção e Espalhamento, <i>Cla</i> e Nutrientes.....	42
5.2.5.	Estimativas de Incertezas	46
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	47
6.1.	Condições Atmosféricas e Oceanográficas	47
6.2.	Radiometria	62
6.2.1.	Medidas Radiométricas Acima da Água: FieldSpec [®] HandHeld	62
6.2.2.	Medidas Radiométricas Submersas: TriOS e Satlantic.....	64
6.2.3.	Fator de Reflectância Bidirecional (FRB).....	66
6.2.4.	Comparação Radiométrica	70
6.3.	Imagens Orbitais MODIS-Aqua.....	76
6.4.	Caracterização dos Constituintes Bio-Ópticos da LLNC.....	79
6.5.	<i>Cla in situ</i> vs. Dados modelados com $R_{rs}T$ <i>in situ</i> & Produtos MODIS-Aqua	95
7	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111

1 INTRODUÇÃO

Grandes esforços têm sido realizados para compreender a dinâmica de ambientes recifais e costeiros de forma a aperfeiçoar a gestão desses recursos naturais. Neste contexto, a observação e o estudo de processos e propriedades em campo é, sem dúvida, a forma mais apropriada para avaliar as condições do ambiente em questão. Contudo, o alto custo e a dificuldade em conduzir um processo contínuo amostral limitam o conhecimento dos fenômenos e suas variáveis (LE et al., 2013). Visando contornar esse problema, os sensores orbitais existentes são frequentemente utilizados para fornecer dados com densidade e frequência consistentes, permitindo complementar lacunas das observações de campo.

Embora, a maioria dos satélites e sensores existentes não tenha sido projetada especificamente para a observação de regiões costeiras e de recifes, muitos instrumentos de sensoriamento remoto fornecem valiosos dados ambientais que são relevantes para o estudo desses ambientes. Os principais sensores orbitais utilizados em monitoramentos de longo período no oceano são os descontinuados *Coastal Zone Color Scanner* (CZCS) lançado em 1978, o *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS) lançado em 1997 e o *MEdium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS) lançado em 2002.

Atualmente, os principais sensores em operação são: *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) cujo, o primeiro lançamento foi em 1981, *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (MODIS) lançado em 2000 a bordo do satélite Terra e em 2002 a bordo do Aqua e *Visible Infrared Imager Radiometer Suite* (VIIRS) lançado em 2011. Estão previstos para breve, os lançamentos dos sensores *Ocean Land Colour Instrument* (OLCI) europeu e *Second-Generation Global Imager* (SGLI) japones.

As séries temporais de dados de cor do oceano obtidos remotamente permitem analisar a variabilidade temporal em diferentes escalas, da sazonal a interanual, e compreender suas relações com as condições climáticas globais, regionais e locais. Dessa forma, os satélites oferecem um recurso único de obtenção de dados para estudos de monitoramento de áreas costeiras de alta vulnerabilidade, como lagunas e barreiras de corais.

O maior desafio, no entanto, é a estimativa acurada das propriedades ópticas nestes sistemas complexos de águas rasas com mistura de constituintes ópticos, como o fitoplâncton (clorofila-*a*), a Matéria Orgânica Dissolvida Colorida (CDOM do inglês *Colored Dissolved Organic Matter*) e as partículas não algais (NAP, do inglês *Non-algal Particles*), provenientes de diferentes fontes como rios e ressuspensão. É possível estimar a *Cla* associada ao fitoplâncton por modelos de cor do oceano com dados radiométricos e monitorar a sua variabilidade espacial e temporal através do sensoriamento remoto da cor do oceano (O'REILLY et al., 1998). Contudo, medidas radiométricas são também influenciadas pela turbidez, profundidade, tipo de fundo e outras propriedades ópticas presentes no sistema.

Assim, para fazer o monitoramento e.g. da *Cla*, CDOM e NAP, em ambientes costeiros com águas ópticamente complexas, é preciso fazer uma análise criteriosa do melhor algoritmo bio-óptico a ser aplicado. Os modelos empíricos que utilizam razões de bandas normalmente são mais acurados para águas oceânicas (onde geralmente predomina a componente *Cla* e outros constituintes covariantes com ela) sem a presença de fontes continentais (GITELSON et al., 2007; DALL'OLMO et al., 2005). Os semi-analíticos estimam as propriedades ópticas de forma separada, e.g., o *Garver-Siegel-Maritorena* - GSM01 (MARITORENA et al., 2002) e o *Quase-Analytical Algorithm* - QAA (LEE et al., 2002) e, podem representar uma alternativa mais adequada para águas costeiras opticamente mais complexas, quando adequadamente ajustados (IOCCG, 2000).

A Laguna Leste da Nova Caledônia (LLNC), no Pacífico Sudoeste, é uma laguna costeira fechada na sua porção externa por uma barreira de corais e nos últimos anos vem sofrendo com pressões antropogênicas como a mineração na porção costeira adjacente, bem como mudanças climáticas (DUPOUY et al., 2014; MURAKAMI et al., 2012). Com o objetivo de avaliar a distribuição dos constituintes opticamente ativos (COA) na LLNC, principalmente no que diz respeito à distribuição do CDOM e o possível impacto de atividades de mineração, o projeto *TRansfErts de la Matière Organique dissoute coLOrée* – TREMOLO foi organizado pelo *Institut de Recherche pour le Développement* (IRD) com participação do *Scripps Institution of Oceanography* (SIO).

Inserido no contexto deste projeto, o presente estudo procurou então realizar uma caracterização bio-óptica da LLNC e adjacências, além de uma análise do melhor modelo de cor do oceano que deve ser implementado em programas de monitoramento por satélite dessa área de grande valor ecossistêmico e econômico regional. No presente estudo, serão apresentados os resultados obtidos na campanha CALIOPE 2, realizada em março de 2014 (verão austral) onde foram amostradas desde águas costeiras no interior da laguna até águas oceânicas.

2 OBJETIVO

2.1. Geral

O presente trabalho teve como objetivo analisar as propriedades radiométricas, bio-ópticas, biogeoquímicas e oceanográficas da LLNC.

2.1.1. Específico

Os objetivos específicos são:

- Analisar comparativamente a acurácia de dados radiométricos *in situ* coletados acima-da-água e submersos por diferentes sensores, dando ênfase para o radiômetro TriOS adaptado em plataforma flutuante.
- Avaliar o desempenho da reflectância de sensoriamento remoto derivado do sensor MODIS-Aqua, comparando-o a medidas radiométricas de campo.
- Realizar uma caracterização da distribuição dos constituintes bio-ópticos, i.e., Cl_a , e absorção do fitoplâncton (a_{phy}), CDOM+detrítos (a_{dg}) e retroespalhamento das partículas (b_{bp}) da área de estudo de forma integrada a demais parâmetros oceanográficos medidos em campo durante a campanha de verão 2014 do projeto TREMOLO.
- Avaliar o desempenho de modelos de cor do oceano para a estimativa dos COA, e.g., Cl_a , absorção do CDOM+detrítos e retroespalhamento das partículas, utilizando dados radiométricos *in situ* e orbitais (MODIS-Aqua) para toda área da laguna.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Sensoriamento Remoto da Cor do Oceano

Definem-se por espectro residual da radiação solar incidente todas as frequências que emergem a partir da camada superior do oceano depois da radiação incidente ter sido dispersa e absorvida pela atmosfera, água e pelos constituintes presentes nela como substâncias dissolvidas e partículas (DUPOUY, et al., 2010). Radiometria é a ciência que mede a energia eletromagnética ou radiante e constitui a base para os estudos de transferência radiativa na natureza (MOBLEY, 1994).

A reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}) é proporcional ao coeficiente de espalhamento e inversamente proporcional ao coeficiente de absorção. A absorção remove os fótons do feixe, e o espalhamento é responsável pela mudança na direção de propagação dos fótons (MOBLEY, 1994).

A variação da R_{rs} (λ) nos oceanos é, portanto, devido à absorção dos pigmentos fitoplanctônicos e da matéria orgânica dissolvida e particulada e devido ao retroespalhamento de partículas marinhas em suspensão (GORDON; MOREL, 1983). A biomassa fitoplanctônica da superfície dos oceanos (primeira profundidade óptica) pode ser estimada a partir de relações entre as reflectâncias de sensoriamento remoto nas bandas do azul e do verde, já que o principal pigmento fitoplanctônico (clorofila-*a*) tem máxima absorção no azul enquanto que no verde dominam processos de espalhamento das partículas (GORDON et al., 1988).

Portanto, o desenvolvimento de um algoritmo de sensoriamento remoto ajustado para qualquer corpo de água depende de uma compreensão da contribuição e variação das propriedades ópticas inerentes de absorção e espalhamento das partículas presentes no sistema aquático (LUBAC; LOISEL, 2007).

A fração de luz absorvida em um determinado volume de água corresponde ao coeficiente de absorção (a). Esta fração pode ser definida como a taxa de decaimento exponencial do fluxo por unidade de caminho óptico da luz no meio, e por unidade de fluxo incidente (IOCCG, 2000). O coeficiente de espalhamento (b) por sua vez, é a fração do feixe que foi espalhado em função de uma distribuição angular. Sendo por sua

vez a soma de a e b correspondente ao coeficiente de atenuação total (c) do volume (MOBLEY, 2001).

Na coluna de água os processos de absorção (a) (Equação 3.1) e de retroespalhamento (b_b) (Equação 3.2) são aditivos, onde os subscritos w , phy , $cdom$, nap e p correspondem a: água, fitoplâncton, CDOM, detritos (partículas não algais), e partículas, respectivamente. No cálculo da absorção, como o espalhamento pelo CDOM é muito pequeno ele é desconsiderado. Já o espalhamento por detritos e fitoplâncton é difícil de ser diferenciado e por isso são agrupados em um único termo denominado partículas.

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{phy}(\lambda) + a_{cdom}(\lambda) + a_{nap}(\lambda) \quad (3.1)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) \quad (3.2)$$

Lubac e Loisel (2007), através de análises de funções ortogonais empíricas (FOE) espectrais constataram uma alta correlação entre a R_{rs} em águas costeiras com influência de plumas de rios e resuspensão de sedimentos, com o coeficiente de retroespalhamento das partículas presentes no corpo da água. O primeiro modo da FOE esteve associado à presença de materiais particulados pequenos e de alta refração (e.g., sedimentos inorgânicos), enquanto o segundo modo obteve uma maior correlação com o carbono orgânico particulado e, especialmente, com organismos autotróficos.

Estudos teóricos e de campo têm mostrado que, de fato, o coeficiente de retroespalhamento das partículas depende muito do índice de refração e da proporção relativa entre pequenas e grandes partículas (LOISEL et al., 2007; TWARDOWSKI et al., 2001). Este resultado destaca o papel fundamental da natureza e forma do conjunto de partículas na variabilidade da cor oceano principalmente em águas costeiras (LOISEL et al., 2007).

Especificamente na faixa do visível, sensores radiométricos medem a radiância da cor do oceano e nos permite modelar os COA presentes num determinado corpo de água a partir das propriedades ópticas aparentes (POA) (MOBLEY, 2001). O desafio dos modelos de cor do oceano é distinguir, com maior precisão possível, as propriedades biogeoquímicas (pigmentos fitoplanctônicos, CDOM, detritos, sedimentos, entre outros)

ou as propriedades ópticas inerentes (POI), i.e., de absorção e espalhamento, de cada COA utilizando medições radiométricas.

Os COA têm propriedades de absorção (a) e de retroespalhamento (b_b) específicos que interagem com a irradiância descendente solar (E_d) (também chamada de irradiância de superfície (E_s)) dentro da coluna de água. A porção de E_d que não sofre absorção e é retroespalhada através da superfície do oceano, corresponde à irradiância solar ascendente (E_U). A interação das POA pode ser relacionada (através do fator f , que depende do campo de luz e da função de espalhamento volumétrico) aos coeficientes de absorção e retroespalhamento (PREISONDORFER, 1976), com a seguinte equação:

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} = f(\lambda) \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (3.3)$$

Algoritmos de cor do oceano foram desenvolvidos com base nesta relação a fim de derivar informações das medidas captadas por sensores remotos.

Os radiômetros acima da água medem a radiância ascendente (L_u) que geralmente possui um sinal (brilho) contaminado pela reflexão da superfície do mar, interferência de bolhas, espumas e atmosfera dependendo de sua altitude. L_u é definida como a radiância total (L_T) e tem de ser corrigida para obter a radiância que emerge da água (L_w). Quando normalizada por E_d , a L_w recupera a reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}), que são POA que dependem de aspectos geométricos como o ângulo solar e visada do sensor. A R_{rs} , por sua vez, pode ser relacionada à reflectância difusa (R) por uma fator Q que depende do espalhamento volumétrico das partículas. Q que é definido pela razão de R por R_{rs} ou E_U por L_u . Em suma, as relações entre as POA e POI podem ser descritas na seguinte equação, que é a base das equações de transferência radiativa utilizadas em modelos de cor do oceano (GORDON et al., 1988):

$$R(\lambda) = \frac{R(\lambda)}{Q(\lambda)} = \frac{L_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \cong \frac{f(\lambda)}{Q(\lambda)} \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \quad (3.4)$$

Assim, a forma espectral e a magnitude da R_{rs} em uma determinada geometria de visada e ângulo solar, serão determinadas principalmente pela composição e concentração dos COA presentes na camada superficial da água (MOREL; PRIEUR, 1977).

O fator de reflectância bidirecional (FRB), definido pela razão dos fatores f e Q , é utilizado como uma forma de padronizar efeitos ambientais (e.g. vento na superfície da água) e geométricos que interferem na aquisição de dados radiométricos em cada situação amostral (MOREL; GENTILI, 1996; MOREL et al., 2002; LEE et al., 2004). Para modelar a R_{rs} correspondente ao ângulo de visada ao nadir e solar em zênite (R_{rs}^o), a partir de uma R_{rs} medida em qualquer ângulo de visada e zênite solar (R_{rs}') a seguinte equação pode ser aplicada (MUELLER et al., 2003):

$$R_{rs}^o(\lambda, 0^+) = R_{rs}'(\lambda, 0^+) \left[\frac{\Re_o}{\Re(\theta_o, \theta_v, U)} \frac{f_o(\lambda, \tau_a, Cla)}{Q_o(\lambda, \tau_a, Cla)} \left(\frac{f(\lambda, \theta_o, \tau_a, Cla)}{Q(\lambda, \theta_v, \varphi, \theta_o, \tau_a, Cla)} \right)^{-1} \right] \quad (3.5)$$

O termo “ o ” subscrito se refere à visada do sensor ao nadir e a posição solar no zênite (0°). $\Re$ é um fator que depende da reflexão e refração na interface ar-água, que varia com a velocidade do vento (U), o ângulo zenital solar (θ_o) e de visada (θ_v). Com o sensor com visada ao nadir e posição solar no zênite, a razão f e Q varia somente com a concentração de clorofila- a (Cla), o comprimento de onda (λ) e espessura óptica do aerossol (τ_a). Quando existe a variação na posição do sensor e solar, o θ_o , ângulo azimutal solar (φ) e θ_v são considerados na razão.

3.1.1. Constituintes Opticamente Ativos: diferenças ópticas de águas Caso 1 e Caso 2

Quando analisamos as propriedades ópticas de um corpo de água, faz-se necessário diferenciar os efeitos produzidos pela água em si dos efeitos produzidos por materiais dissolvidos e particulados presentes na água, que por razões práticas, são divididos em três grandes grupos (IOCCG, 2000): fitoplâncton (ou Cla), as partículas não-algais em suspensão (NAP) e CDOM, como descrito a seguir.

3.1.1.1. Fitoplâncton

Milhares de espécies de fitoplâncton, com tamanhos, formas e características diferentes são conhecidas no ambiente aquático, sendo considerado o grupo mais importante entre os agentes responsáveis por variações nas propriedades ópticas, principalmente em águas Caso 1 (IOCCG, 2000).

É importante reconhecer, contudo, que a clorofila-*a* esta sempre acompanhada de outros pigmentos auxiliares nas células fitoplanctônicas. Além disso, estes organismos coexistem com zooplâncton, bactérias e vírus, mas que por razões práticas não são diferenciados por sensoriamento remoto por não terem pigmentos que absorvem a luz incidente (podendo apenas espalhar a luz). No entanto, como geralmente há uma covariação entre a biomassa fitoplanctônica e a existência desses e outros organismos que modulam o estado trófico do ambiente, a *Cla* que é estimada por sensoriamento remoto, é muitas vezes usada como indicador trófico do ambiente (BABIN et al., 2003).

3.1.1.2. Material Particulado em Suspensão

Em águas costeiras, estuarinas ou lagunares, a ação de ondas e correntes em águas rasas pode colocar material particulado (não-algal) em suspensão (ou detritos), modificando significativamente a coloração da água. O material particulado orgânico é proveniente de produtos de decomposição celular e excretas. O que pode ocorrer associado ao material inorgânico na presença de sedimentos e minerais em suspensão. Os sedimentos inorgânicos como argila, silte, areia, dentre outros menores que ~ 400 nm de diâmetro, podem ser classificados pelo tamanho e cor dos grãos, sendo que o tamanho, índice de refração e forma são especialmente importantes para o espalhamento da luz incidente (KIRK, 1984).

Áreas influenciadas por rios lamacentos, ressuspensão de fundo ou sujeitas à grande excursão de marés são exemplos de regiões onde o material particulado em suspensão desempenha um papel importante na determinação das propriedades ópticas de sistemas aquáticos.

3.1.1.3. Matéria Orgânica Dissolvida Colorida

A matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM) consiste de ácidos húmicos e fúlvicos, com origem local como produto da exudação e degradação do fitoplâncton e outras partículas orgânicas ou de origem remota proveniente de rios que atravessam solos ricos ou grandes florestas. Essas substâncias são amareladas e conhecidas por terem propriedades de absorção muito variáveis, além de sofrerem fotodegradação, de tal

forma que tendem a acumular-se mais em profundidade do que nas camadas de superfície dos corpos de água.

A variação espectral da absorção por detritos (ou NAP) é semelhante aos espectros de absorção de substâncias orgânicas dissolvidas amarelas, pois ambos possuem uma função exponencial de aumento da absorção nos comprimentos de onda mais curtos (principalmente do azul e UV). Assim, por razões práticas em sensoriamento remoto, a componente detrítica é muitas vezes combinada com as substâncias dissolvidas amareladas em um único componente (CDM) quando se trata da absorção.

Outros fatores de Influência na Cor do Oceano

Além destes três tipos de substâncias presentes na coluna de água, a luz refletida pelo fundo de um corpo de água pode também influenciar a cor do oceano, variando de acordo com a profundidade, transparência e com o tipo de fundo. Em regiões rasas com águas mais transparentes, a reflectância de fundo influencia a reflectância da superfície, e pode induzir um erro na estimativa dos COA por sensoriamento remoto se não corrigido adequadamente (e.g. Cla: DUPOUY, et al., 2008). A dificuldade em remover a influência da reflectância de fundo é também atribuída à falta de informações sobre a composição do fundo marinho que nem sempre estão disponíveis ou são de difícil estimativa.

O uso mais bem estabelecido de dados de cor do oceano se dá nos estudos da distribuição de clorofila-*a* em águas oceânicas. Os algoritmos bio-ópticos empíricos aplicados a dados de satélite são desenvolvidos a partir de bases de dados *in situ* que estabelecem uma relação estatística entre os dados radiométricos e os dados medidos de Cla nas camadas superficiais do oceano (O'REILLY et al., 2000).

Algoritmos empíricos desenvolvidos com essa finalidade funcionam melhor se outras substâncias, além do “componente fitoplâncton”, são insignificantes ou co-variam com a Cla. Assim, é necessário reconhecer que tais algoritmos têm maior probabilidade de falhar em águas onde o material particulado não-algal, a matéria orgânica dissolvida colorida e/ou efeitos de fundo vierem a exercer uma influência importante.

É neste contexto que o conceito de águas Caso 1 e águas Caso 2 se torna útil. Essa bipartição foi introduzida por Morel e Prieur (1977) e refinada posteriormente por Gordon e Morel (1983). Águas Caso 1 são aquelas onde predomina o “componente fitoplâncton” e todo o material de origem biológica que co-varia com ele como os produtos da degradação do fitoplâncton, em grandes ou pequenas concentrações, sendo esse grupo o grande responsável pelas variações nas propriedades ópticas da água.

As águas Caso 2 são aquelas em que os demais componentes passam a ser significativos ou variam de forma independente com fontes externas, tornando o meio aquático opticamente mais complexo. Neste caso, em que algumas simplificações e suposições passam a não valer, é onde os algoritmos de estimativas da Cl_a encontram suas maiores incertezas (BAILLEY; WERDELL, 2006).

Por mais simples que essa bipartição possa parecer, ela traz algumas importantes consequências para o desenvolvimento dos modelos empíricos que relacionam a R_{rs} com a Cl_a , com a possibilidade de distinguir cada caso tornando a estimativa mais simples e confiável, além do fato de que águas com características do Caso 1 representam cerca 90% da superfície aquática do planeta.

Foram as observações pioneiras realizadas a partir da década de 70 que demonstraram o potencial da utilização de sensores remotos no monitoramento dos pigmentos fotossintéticos e impulsionaram a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) a desenvolver a tecnologia orbital para monitorar a cor do oceano (HOVIS, 1981; ARMSTRONG, 1994; MOREL; PRIEUR, 1977).

A concentração de esforços para desenvolver algoritmos simples para águas Caso 1 mostrou-se uma estratégia acertada quando do lançamento do primeiro sensor orbital especificamente desenvolvido com a finalidade de monitorar a cor dos oceanos o CZCS. Em quase 8 anos de operação o CZCS coletou cerca de 68 mil imagens sobre os oceanos que demonstraram a viabilidade de utilizar dados orbitais no estudo da dinâmica do fitoplâncton (HOVIS, 1981; ARMSTRONG, 1994). No entanto, foi notado também que para águas costeiras opticamente complexas, seriam necessários sensores com maior resolução espectral, espacial e radiométrica para abordar o problema. Os sensores que sucederam este programa espacial, como o MODIS, SeaWiFS e MERIS,

tentaram melhorar estas resoluções a fim de também serem aplicados em zonas costeiras, porém os desafios ainda são grandes (IOCCG, 2000, 2006, 2010).

3.1.2. Algoritmos e suas incertezas

Um dos principais problemas em estimar a concentração de pigmentos a partir de dados orbitais é que a radiância emergente da superfície do mar é pequena quando comparada à parcela derivada dos efeitos atmosféricos, também coletada pelo sensor.

A atmosfera, em alguns casos, contribui com mais de 90% da radiância coletada pelo sensor. Sendo assim, antes de estimar qualquer parâmetro relacionado à cor do oceano é necessária uma correção atmosférica acurada, retirando da radiância coletada pelo sensor toda a parcela originada da atmosfera (GORDON; CLARK, 1980; ANDRÉ; MOREL, 1991).

Após a remoção dos efeitos atmosféricos, a radiância resultante que emerge da superfície do mar é utilizada em algoritmos bio-ópticos para estimar a concentração das propriedades biogeoquímicas (e.g., *Cla*) ou das propriedades bio-ópticas, e.g., os coeficientes de absorção do fitoplâncton, a CDOM+detritos e o retroespalhamento das partículas.

Os modelos podem ser empíricos, com base em relações estatísticas entre as razões de bandas e as propriedades estimadas, ou semi-analíticos os quais misturam equações de transferência radiativa com algumas relações empíricas (GORDON et al., 1983; GORDON et al., 1988; MARITORENA et al., 2002).

O primeiro algoritmo empírico global foi desenvolvido para ser utilizado no processamento do conjunto de dados do CZCS, utilizando menos de 60 observações *in situ* de radiância e pigmentos (*Cla*) (EVANS; GORDON, 1994). Mais tarde, O'Reilly et al. (1998, 2000) apresentam, então, uma atualização dos algoritmos utilizados no SeaWiFS com base em um grande conjunto de dados *in situ* (N=2853), incluindo medições em águas oligotróficas e em poucas regiões eutróficas no oceano global.

O algoritmo global OC3M (MODIS), que é uma extensão dos modelos OC4v4 e OC2v2 (O'Reilly et al., 2000), estima a concentração de clorofila-*a* a partir de razões entre

bandas do azul e verde, relacionadas através de uma única função polinomial de quarta ordem. A razão máxima de bandas ($R_{rs}(443)/R_{rs}(551)$ e $R_{rs}(488)/R_{rs}(551)$) é utilizada no polinômio para otimizar o modelo ao longo de todo o gradiente de *Cla*.

O modelo empírico com valor máximo entre razões de bandas foi desenvolvido para ter um desempenho melhorado tanto para águas oligotróficas (com a razão máxima de 443/551) como para águas eutróficas (razão máxima 488/551). Isso porque em águas de alta concentração de *Cla* as bandas do azul apresentam sinal baixo e por isso utilizam-se as bandas mais próximas do verde (490 nm) com melhor relação sinal-ruído. Este modelo é o que tem apresentado estimativas de *Cla* mais acuradas, em um amplo conjunto de condições para águas Caso 1, desde águas oligotróficas até eutróficas (0,1-72 mg/m³) (MOORE et al., 2009).

No entanto, há também incertezas neste modelo e alguns autores observaram que o algoritmo OC4v4 tende a subestimar as concentrações de clorofila em águas com altas concentrações de pigmentos e superestimar em águas com baixas concentrações de pigmentos (CLEMENTSON et al., 2001; DEVRED et al., 2005; DARECKI e STRAMSKI, 2004; GARCIA et al., 2005; CARVALHO, 2008).

De forma geral, dificilmente uma diferença absoluta menor que 30 % é alcançada entre a *Cla* medida *in situ* e a estimada por satélite (LEE, et al. 2013). Dierssen e Smith (2000), utilizando o algoritmo OC2v2 em águas da península ocidental da Antártida, verificaram que a estimativa foi subestimada em cerca de 2 a 2,5 vezes. Cota et al. (2003), utilizando o algoritmo OC4v4, encontraram uma estimativa 1,5 vezes maior no Mar do Labrador. Stramska et al. (2003) relatam a subestimação de 20 % a 50 % na região polar do Atlântico Norte.

Devred et al. (2005) atribuem estes erros às variações locais nas propriedades ópticas do material particulado e dissolvido, no caso, em uma região costeira do Atlântico Noroeste. Como solução, os autores propuseram um algoritmo semi-analítico que leva em consideração as variações sazonais e regionais nas propriedades de absorção espectral do fitoplâncton, material dissolvido (substâncias amarelas) e detritos.

Os modelos semi-analíticos como o Garver-Siegel-Maritorena (GSM), *Generalized Inherent Optical Properties* (GIOP) e *Quasi-Analytical Algorithm* (QAA) foram desenvolvidos com base em equações de transferência radiativa que relacionam a distribuição espectral da R_{rs} em relação às propriedades ópticas inerentes da água.

O modelo GSM, foi desenvolvido por Garver e Siegel (1997) baseado na equação quadrática de Gordon et al. (1988). Posteriormente, foi adaptado por Maritorena et al. (2002) com uma função de ajuste ótimo para dados globais (em sua maioria Caso 1). Este modelo utiliza coeficientes de absorção e retroespalhamento da água, além de parâmetros espectrais como a absorção específica do fitoplâncton, a inclinação espectral do retroespalhamento das partículas e a inclinação espectral da absorção do CDOM e detritos (MARITORENA et al. 2002). Estes foram parametrizados com uma base global *in situ* e com dados simulados a partir de modelos de transferência radiativa, ajustados para águas Caso 1.

Melhores desempenhos com o modelo GSM para estimar os coeficientes de absorção do CDOM e retroespalhamento das partículas foram encontrados quando estes foram determinados com ajustes específicos separadamente para cada tipo de água (costeiras e oceânicas) (MATSUOKA et al. 2013).

A adaptação do modelo com o parâmetro de inclinação espectral do coeficiente de retroespalhamento das partículas variando em função da $R_{rs}(\lambda)$ e o parâmetro de inclinação do coeficiente de absorção do CDOM fixado, possibilitou uma precisão de aproximadamente 50 % para águas costeiras e de 35 % para águas oceânicas (MARITORENA et al. 2002). A validação das estimativas de incerteza feitas a partir de um conjunto de dados *in situ* de uma base global mantida pela NASA (NOMADv2) pode ser encontrada em Maritorena et al. (2010).

A dificuldade dos modelos semi-analíticos tanto para águas Caso 1 e mais ainda para águas Caso 2, é de modelar adequadamente os parâmetros espectrais específicos da absorção do fitoplâncton, CDOM+detritos e do espalhamento das partículas. A fim de dar uma maior flexibilidade na escolha da parametrização ou do modelo utilizado para determinar estes parâmetros específicos, o software de Propriedades Ópticas Inerentes Generalizadas (GIOP), hoje implementado no SEADAS, foi criado *pelo Ocean Biology*

Processing Group – NASA em 2008. O GIOP permite a construção de modelos com diferentes parametrizações das POI's especificadas através da seleção de uma variedade de modelos ou ajustes publicados por diversos grupos de pesquisa da cor do oceano (FRANZ; WERDELL, 2010; WERDELL, et al., 2013).

Lee et al. (2002) desenvolveram o modelo QAA que deriva as propriedades ópticas de forma separada e utiliza razões de bandas do vermelho para melhorar o desempenho do modelo para águas costeiras com maiores concentrações de *Chl a* e CDOM. Este modelo está implementado no software SEADAS de processamento de imagens de cor do oceano.

4 ÁREA DE ESTUDO

4.1. Características Meteo-Oceanográficas

A região oeste do Pacífico é caracterizada por três extensas feições de grande escala de convergência do vento e de precipitação associada: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Pacífico Sul (SPCZ) e Monção do Pacífico Oeste (WPM) (Figura 4.1).

A ZCIT situa-se em uma zona de confluência dos ventos alísios de sudeste e de nordeste oriundas dos sistemas de alta pressão. Estendendo-se no sentido leste-oeste, trás consigo nebulosidade e chuva influenciando o clima nos Estados Federados da Micronésia, Kiribati, Ilhas Marshall, Nauru, Palau e Papua Nova Guiné (*Australian Bureau of Meteorology*; CSIRO, 2011).

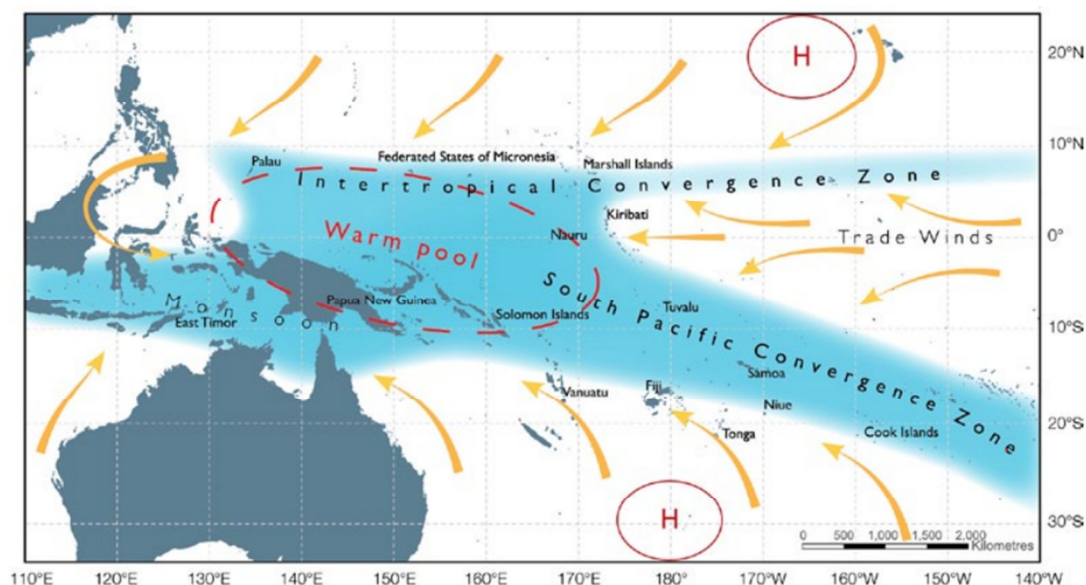


Figura 4.1 - As posições médias (novembro a abril) das principais feições do clima da região. As setas amarelas mostram os ventos de superfície, o sombreado azul representa as faixas de precipitação (zonas de convergência com relativa baixa pressão), pontilhado em vermelho indica a Água Quente do Oeste do Pacífico. H representa as posições típicas do movimento dos sistemas de alta pressão.

Fonte: *Australian Bureau of Meteorology and CSIRO*, 2011.

As variações na intensidade dos ventos alísios modificam o posicionamento da ZCIT, sendo no mês de setembro a posição mais ao norte (~14°N) e no mês de fevereiro mais ao sul (~4°S) (HASTENRATH, 2002). Dessa maneira podemos notar que o

posicionamento da ZCIT tem uma tendência para o norte, o que se deve em grande parte ao efeito de aquecimento das superfícies terrestres adjacentes ao leste (HASTENRATH; PETER, 2004).

A estrutura e força da circulação das águas do oeste do Pacífico Sul dependem diretamente da intensidade e estrutura de ventos da SPCZ, a qual varia de acordo com a latitude, com sua porção subtropical e extratropical sendo caracterizada por zonas de convergência e sistemas frontais. Varia também com a polaridade interanual do El Niño/Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Interdecadal do Pacífico (IPO) e também com a circulação local e flutuação da temperatura da superfície da água (FOLLAND et al., 2002).

Localizada no oeste do Pacífico Sul, as estruturas recifais e ecossistemas da Nova Caledônia se estendem em todo trecho entre as latitude 18°S e 23°S, e entre as longitudes 162°E e 168°E. Com mais de 23.400 km² de lagunas e 8.000 km de estruturas de recifes, este sistema representa uma das maiores e mais variadas formações de recifes do mundo (IUCN, 2008).

Os recifes da Nova Caledônia permeiam toda a ilha formando lagunas rodeadas por uma inclinação íngreme no exterior. Os ventos alísios de sudeste (Figura 4.3), predominantes na região, praticamente acompanham a orientação alongada (SE-NW) da Ilha (ALORY, et al. 2006). A maior intensidade de ventos ocorre entre os meses de março e setembro (VEGA et al., 2005).

Os verões são quentes e chuvosos nos meses de janeiro a março, quando a SPCZ está em sua localização mais ao sul e os invernos frescos e secos entre os meses de julho a setembro, quando a SPCZ está em sua localização mais ao norte (PESIN et al., 1995).

A região da Nova Caledônia está localizada no coração da atividade ciclônica no Pacífico Sul. Estes eventos acontecem geralmente a partir do noroeste da ilha com frequência média de cinco eventos ciclônicos por ano. Os danos são proporcionais ao quadrado da intensidade de tempestades, que é medido pelo vento máximo (PESIN et al., 1995).

Entre junho e outubro os ventos acompanham o movimento sazonal da SPCZ e os aumentam sua intensidade em direção ao norte. Os meses de novembro e dezembro representam um período de transição em que a intensidade do vento é espacialmente homogênea. E entre janeiro e maio, o oposto acontece, com ventos mais fortes localizados ao largo sul da Nova Caledônia (VEGA et al., 2005). Essas características determinam uma dinâmica costeira complexa e fortemente modulada pelo vento (Rapport 2006 Ministère de l'Outre Mer : Projet CoDyS).

Segundo Vega e colaboradores (2005), variações interanuais estão ligadas à variabilidade do clima em grande escala, dominado pelo ENSO. Durante eventos fortes de El Niño e subsequentes La Niña (ex.:1997/1998) ocorre uma ligeira diminuição da TSM e uma rotação da direção do vento no sentido horário.

Na parte central do giro do Pacífico, onde o clima é seco e ventoso, origina-se a chamada água Água Modal Sudeste do Pacífico Subtropical (SPESMW). A SPESMW possui salinidade mais elevada que a média em decorrência das altas temperaturas e consequentes taxas elevadas de evaporação. Esta água de alta salinidade é advectada para o oeste, formando o núcleo da Corrente Sul Equatorial (SEC) com salinidade superior a 36 (GANACHAUD, et al. 2007).

A SEC contribui na propagação de sinais climáticos através do Oceano Pacífico transportando massas de água entre latitudes médias (aproximadamente entre 4 °N e 10°S) em regiões equatoriais (SHIN et al., 2012; CORREA-RAMIREZ et al. 2012).

Quando chega ao oeste do Oceano Pacífico (Figura 4.2), a SEC sofre diversas bifurcações devido à batimetria local e presença de ilhas, formando a: *New Ireland Coastal Undercurrent* (NICU); o Jato Norte Vanuatu (NVJ) que se junta a Corrente do Golfo de Papua Nova Guiné (GPC), formando o giro do Mar de Coral e dando origem à *Nova Guiné Costal Undercurrent* (NGCU); e a Corrente Leste Caledônia (ECC) que dá origem aos Jatos Norte e Sul da Caledônia (NCJ e SCJ). Na região leste da Nova Caledônia, a principal influência de massas de água é da ECC, com o NCJ e SCJ que envolvem e contornam a ilha.

A Corrente do Leste da Austrália (EAC) resultante das diversas bifurcações entre as ilhas e principalmente formada pelo SCJ segue bordejando a costa Australiana. Parte da EAC segue como Frente da Tasmânia (com alta temperatura, salinidade, e gradiente de nutrientes) em direção ao norte da Nova Zelândia dando origem à Corrente Leste Auckland (EAUC). Outra parte da EAC forma a Contracorrente Subtropical do Pacífico Sul (STCC) após encontrar-se com águas relativamente mais frias da Água Subtropical (STW) e a Subantártica (SAW), e retorna em maiores profundidades à costa sudoeste da Nova Caledônia.

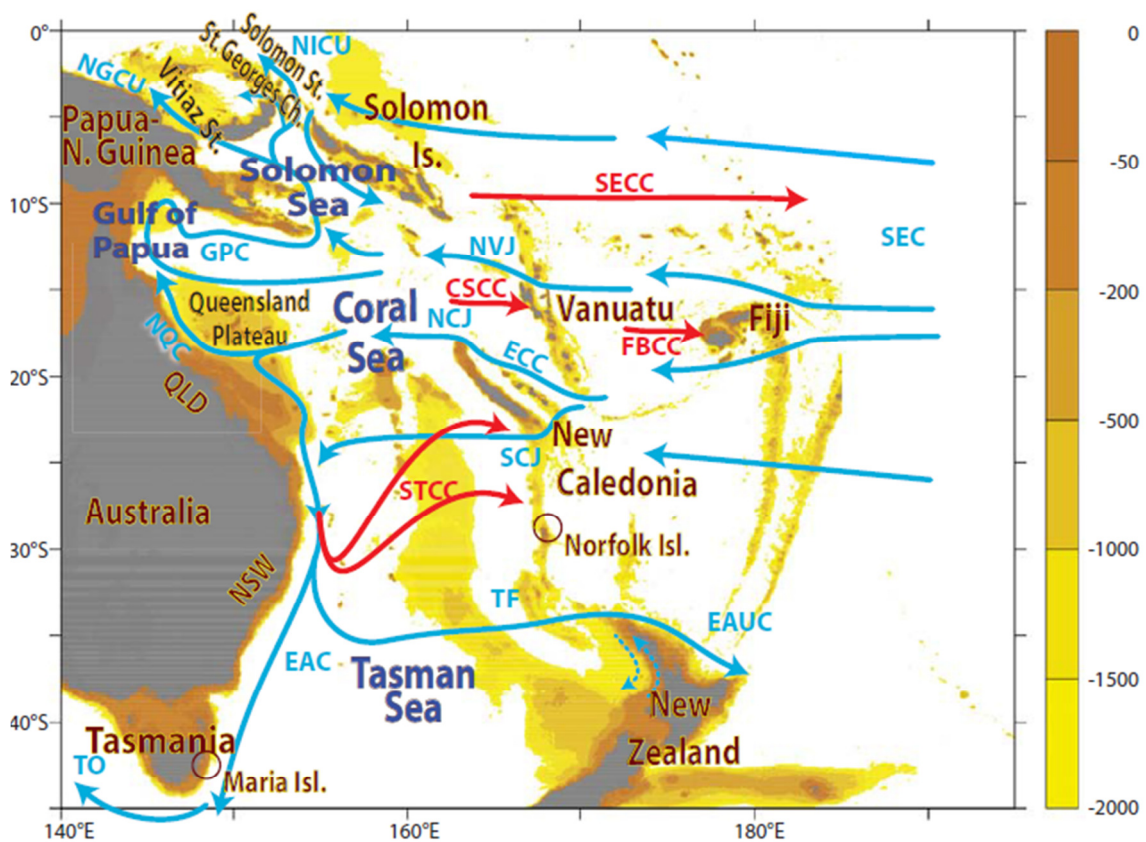


Figura 4.2 - Circulação do Oceano Pacífico sudoeste. A escala de cores é apresentada somente até profundidades de 2000. As setas azuis indicam as principais correntes (0-1000 m). SEC: Corrente Sul Equatorial; NVJ: Jato Norte Vanuatu; ECC: Corrente Leste Caledônia; NCJ: Jatos Norte Caledônia; SCJ: Jatos Sul Caledônia; NQC: Corrente Norte de Queensland; GPC: Corrente do Golfo de Papua; NGCU: Contracorrente Costeira da Nova Guiné; NICU: Contracorrente Costeira New Ireland; EAC: Corrente Leste Australiana; TF: Frente da Tasmânia; EAUC: Corrente Leste Auckland; TO: Vazão da Tasmânia). As setas vermelhas indicam as principais contra-correntes presas de superfície. STCC: Contracorrente Subtropical do Pacífico Sul; CSCC: Contracorrente do Mar de Coral; FBCC: Contracorrente da Bacia Fiji; e SECC: Contracorrente Sul Equatorial. Fonte: Ganachaud et al. (2014).

A STW tem salinidade típica de ~35,4, temperaturas de superfície entre 10 °C no inverno e 19 °C no verão e concentrações de nitrato que variam de 0 a 17µM e torna-se empobrecida na primavera e no verão com baixos níveis de macronutrientes e altos teores de ferro (ZENTARA; KAMYKOWSKI, 1981). A SAW é mais fria (~ 8 a 10 °C) e menos salina (~34,3) com maior concentração de nitrato (15 - 25 µM) e menor quantidade de macronutrientes, ferro dissolvido e concentração de clorofila na superfície, dominada por picofitoplâncton, em comparação à STW (ZENTARA; KAMYKOWSKI, 1981; HEATH, 1985; LONGHURST, 1998; MURPHY et al., 2001; BRADFORD-GRIEVE et al., 1997, 1999).

As características oceanográficas das camadas de águas superficiais da Nova Caledônia são fortemente influenciadas pela variabilidade sazonal dessas correntes. As principais lacunas de conhecimento quanto à variabilidade sazonal, interanual e multi-decadal da região se restringe ao conhecimento da separação desses fluxos em torno das ilhas e as mudanças resultantes das intensidades relativas desses jatos (SHIN et al., 2012). O LEGOS/IRD Nouméa tem procurado, através de modelagens numéricas com o Modelo Oceânico Regional (ROMS), explicar esta variabilidade.

Saídas de modelo (Figura 4.3) para a região da Nova Caledônia (Zona Econômica Exclusiva - ZEE, tracejado em preto) mostra, primeiramente, que a direção do vento é oposta à da corrente. Isto indica que a circulação em grande escala é dominada pela SEC e pela STCC forçando sua entrada na região costeira da Nova Caledônia. Embora a variabilidade sazonal da direção média do vento seja pequena, a sua intensidade varia durante o ano assim como a intensidade da SEC, que é maior no verão (VEGA et al., 2005).

De janeiro a maio foram encontradas as maiores intensidades de fluxo principalmente na região leste e na passagem de corais a norte da ilha. A intensidade de fluxo diminui no período entre julho e setembro, com exceção da região nordeste ao largo da ilha (Rapport 2006 Ministère de l’Outre Mer : Projet CoDyS).

As variações sazonais de grande escala da temperatura da superfície do mar são também amplamente dominadas pelo transporte das massas de água quentes (SEC) e frias (STCC). Especialmente, a região leste da Nova Caledônia apresenta águas mais quentes

e menos salinas. A oeste, devido à influência da STCC e ressurgências costeiras, as águas são mais frias e de maior salinidade. As amostragens *in situ* das variações oceanográficas e biológicas, em especial na região da Nova Caledônia, ainda são escassas. A modelagem desenvolvida para estes complexos ambientes tem auxiliado a compreensão dos fenômenos físicos e biológicos. No entanto, poucos dados são utilizados para a validação dos resultados (VEGA et al., 2005).

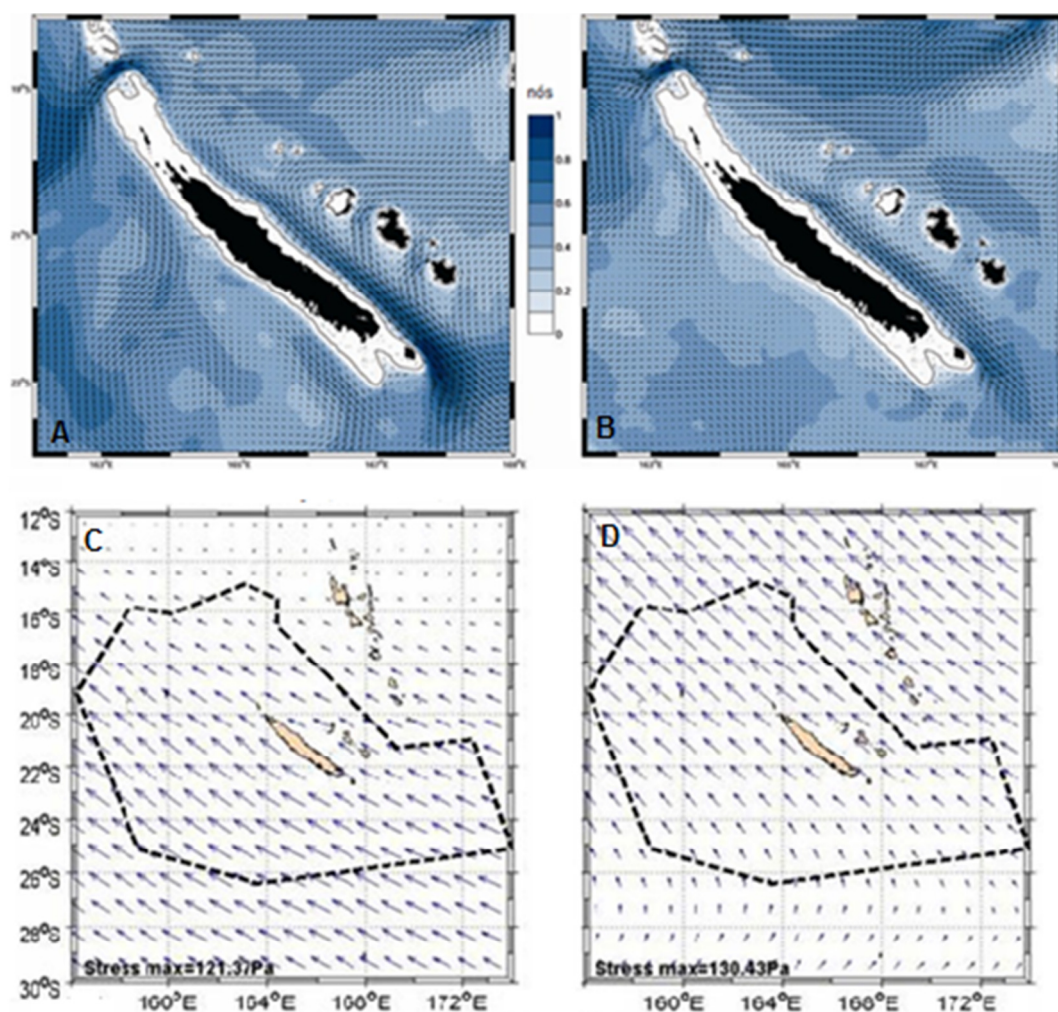


Figura 4.3 – Dados modelados das condições médias de correntes de superfície (2000-2004) nos meses de janeiro a março (A) e julho a setembro (B). Médias mensais de ventos (1992-2005) modelados para os meses de março (C) e julho (D).

Fonte: Figura de correntes obtida e adaptada do *Rapport Ministère de l'Outre Mer : Projet CoDyS IRD Nouméa* (2006). Figura de vento obtida e adaptada do *Rapport VEGA et al.*, (2005).

4.2. Conservação e Recursos Naturais da Nova Caledônia

A ZEE da Nova Caledônia pertencente à França (Figura 4.4) possui cerca de 1.245.510 km², abrangendo uma zona marítima de 1.291.970 km². A área terrestre consiste de uma grande ilha cercada por um conjunto de ilhas chamadas Lealdade (Îles Loyauté): Ouvéa, Lifou, Tiga e Maré, totalizando 18.575 km². Outras pequenas áreas emersas, como os platôs Chesterfield e Bellona, os atóis de Entrecasteaux e ilhas menores como Walpole, Matthew e Hunter, totalizam cerca de 5 km².

A ilha da Nova Caledônia representa um grande potencial de captura de atuns com espécies características de oceanos tropicais como a albacora, atum voador e patudo. Em 2002, 357 toneladas de albacora e 873 toneladas de atum voador foram capturados nessa região (ETAIX-BONNIN, 2003). As principais atividades antrópicas possivelmente causadoras de impacto estão ligadas à pesca, mineração, queimadas e exploração madeireira, além dos efeitos deletérios de espécies invasoras (GARGOMINY et al., 1996).

Geologicamente, o arquipélago de Nova Caledônia, que inclui a “Grande Terre”, Belep e a Ilha de Pines, nasceu como uma série de dobras do manto da Terra entre o período Permiano (299-251 milhões de anos atrás – M.a.), e os períodos Paleógeno e Neógeno (66-1.5 M.a.). Estes eventos criaram grandes áreas de peridotito, uma rocha rica em níquel, sendo a região um dos maiores reservatórios do mundo deste metal. Atualmente a Nova Caledônia é a terceira maior produtora de níquel depois da Rússia e Canadá (PALLETIER, 2008).

Diversas questões relacionadas à conservação surgem devido à pressão exercida sobre a região, que é caracterizada como um “*hot-spot*” de biodiversidade por sua riqueza e endemismo de espécies (GRANDCOLAS et al., 2008). Medidas de proteção ambiental desses ecossistemas foram realizadas recentemente com a criação do Parque Natural do Mar de Coral (PNMC) em 23 abril de 2014 pelo Governo da Nova Caledônia (Figura 4.4). Por se tratar da maior área marinha protegida do mundo, equivalente ao espaço marítimo total da Nova Caledônia, este parque é um dos principais contribuintes para a proteção internacional dos oceanos e para o cumprimento da 11ª Meta de Aichi, isto é, 10 % das áreas costeiras e marinhas protegidas até 2020.

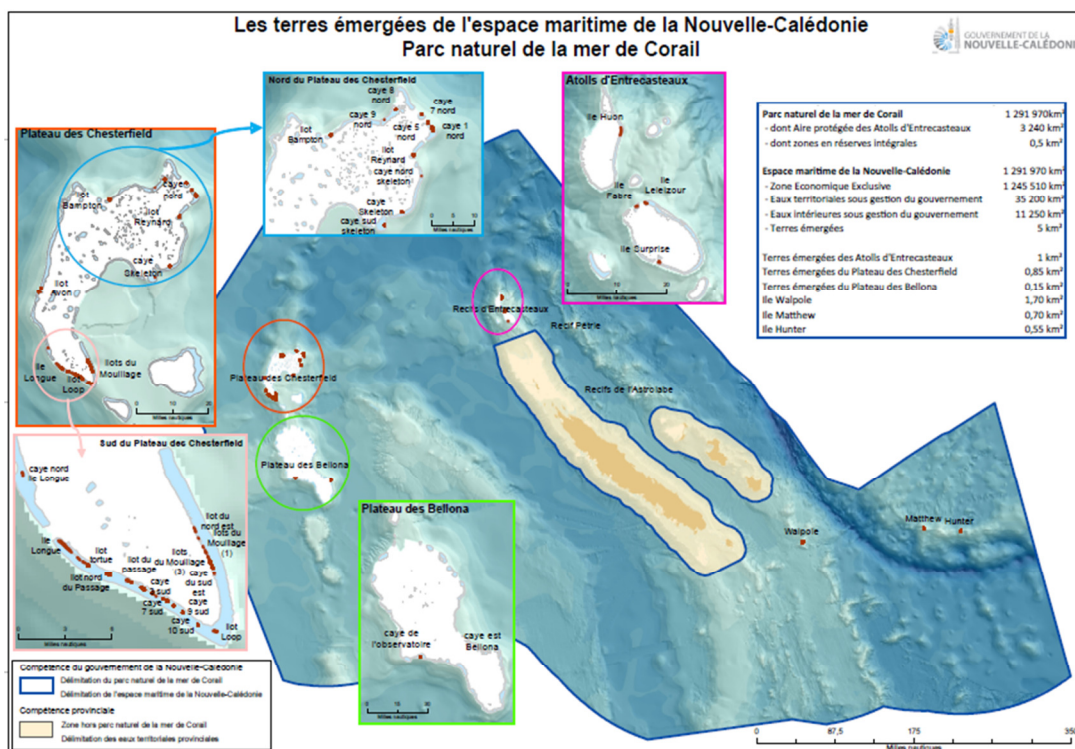


Figura 4.4 – Terras emersas do espaço marítimo da Nova Caledônia, Parque Natural do Mar de Coral (PNMC), ZEE Nova Caledônia.

Fonte: <http://www.affmar.gouv.nc/portal/page/portal/affmar>, acesso em 17/12/2014.

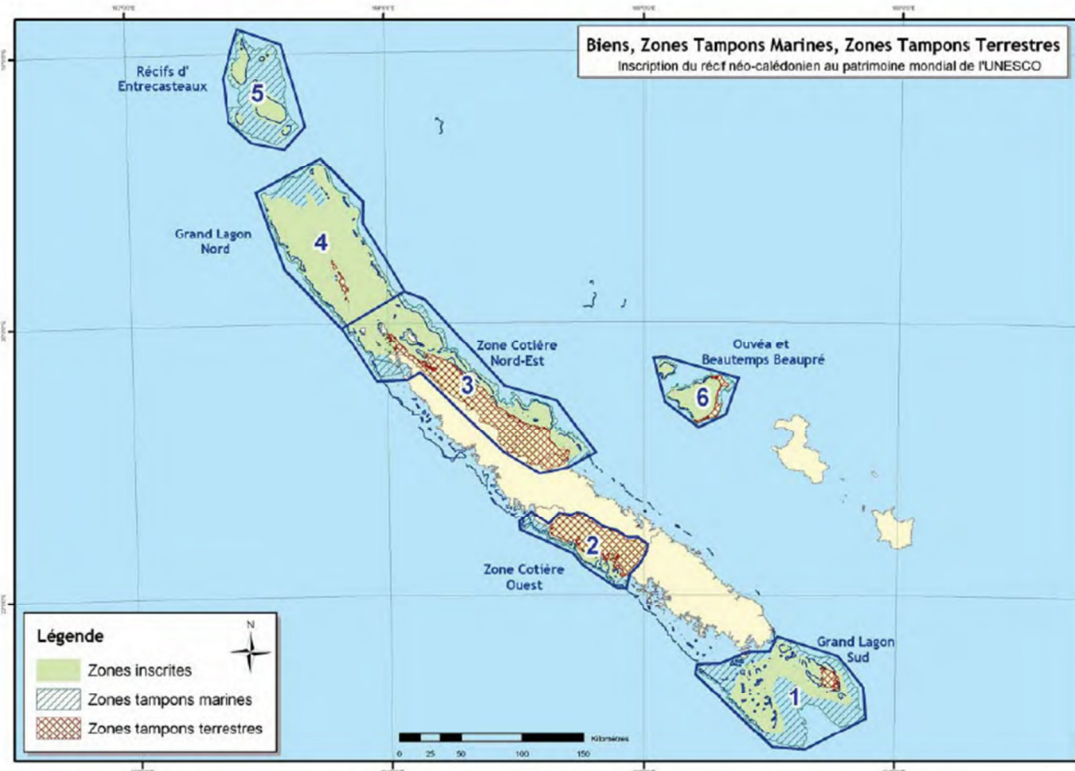


Figura 4.5 - Zonas inscritas (*Zones inscrites*) no Patrimônio Mundial (UNESCO) e Zonas de amortecimento (*Zones tampons*) marinhas e terrestres.

Fonte: Comitê do Patrimônio Mundial da IUCN (2008).

As únicas medidas anteriores à criação do PNMC foram realizadas em 2008, onde quase 60% das lagunas e recifes de coral ao redor da Nova Caledônia foram inseridas à Lista do Patrimônio Mundial da Humanidade da UNESCO (IUCN, 2008). Segundo a UNESCO, a natureza excepcional destas lagunas foi classificada como tal por preencher a três critérios: fenômenos naturais superlativos ou beleza natural (item vii); processos biológicos e ecológicos (x); diversidade biológica e espécies ameaçadas (ix).

Composta por seis *clusters* marinhos (Figura 4.5) representa a principal diversidade de recifes de coral e ecossistemas associados no arquipélago francês da Nova Caledônia no Oceano Pacífico. Neste local são encontradas as concentrações de estruturas de recifes mais diversificadas do mundo, com uma excepcional diversidade de corais e espécies de peixes e um *continuum* de habitats desde manguezais até marismas, que se estende por gradientes oceânicos importantes (IUCN, 2008). Além disso, contém diversos recifes de idade variada, vivos e fósseis, fornecendo uma importante fonte de informação sobre a história natural da Oceania (LAZARETH, et al. 2013). Ainda apresentam ecossistemas intactos, com populações saudáveis de predadores de topo, e um grande número e diversidade de peixes de grande porte.

No entanto, com o aumento das emissões de poluentes associados ao desenvolvimento da população humana e de novos projetos industriais na região, principalmente aqueles associados à mineração (e.g. Vale do Rio Doce, Figura 4.6), a qualidade da água da laguna pode deteriorar-se, afrontando sua classificação de ecossistema protegido pelo Patrimônio Mundial.



Figura 4.6 - Usina de níquel em Goro, região sudoeste da Nova Caledônia, operada pela Vale do Rio Doce - Brasil.

Fonte: www.mining.com/vales-new-caledonia-nickel-plant-under-siege-up-to-30m-in-damage-83354/; e www.thepetitionsite.com/269/594/839/demand-the-new-caledonia-government-shuts-down-the-polluting-goro-nickel-plant/, acesso em 18/02/2015.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Projeto TREMOLO

O projeto *TRansfErts de la Matière Organique dissoute coLOrée* - TREMOLO (<https://mio.pytheas.univ-amu.fr/?Programme-TREMOLO>) desenvolvido pelo Instituto Mediterrâneo de Oceanografia (MIO) e pelo *Institut de recherche pour le développement* (IRD, Nouméa - França) tem como objetivo geral estudar o impacto dos fluxos de Matéria Orgânica Dissolvida (DOM) e Particulada (POM), provenientes das bacias hidrográficas da Nova Caledônia, sobre a biomassa de fitoplâncton e a qualidade da água da laguna. O cruzeiro oceanográfico CALIOPE 2, realizado em março de 2014 é o segundo cruzeiro do projeto TREMOLO, financiado pelo programa francês INSU EC2CO. Tanto o cruzeiro CALIOPE 2 como o CALIOPE 1, realizado em outubro de 2011, têm como objetivo mapear o carbono orgânico dissolvido e a matéria orgânica, assim como, as propriedades ópticas da coluna de água ao longo da Laguna Leste da Nova Caledônia. As características ópticas das águas da laguna da costa leste da Nova Caledônia foram amostradas pela primeira vez durante o cruzeiro CALIOPE 1, durante a estação seca (<http://nouvelle-caledonie.ird.fr/toute-l-actualite/actualites/la-couleur-de-l-eau-indicateur-de-sante-des-lagons>). Imagens de satélite mostram que a turbidez da água é muito maior em condição de fortes chuvas na costa oeste, por causa da maior influência das bacias hidrográficas. Por isso foi programada uma campanha no que seria o período chuvoso – CALIOPE 2. Cientistas do IRD, do Instituto Scripps de Oceanografia (CA, EUA), do CNRS, da Agência Espacial Japonesa (JPL), da GKSS de Hamburgo (Instituto Alemão de Pesquisa Costeira), da Universidade Americana de Oregon, do Instituto de Oceanologia Marselha (França) e agora do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE estão envolvidos no projeto TREMOLO.

5.2. Missão oceanográfica CALIOPE 2

A missão oceanográfica CALIOPE 2, da qual o presente estudo faz parte, foi realizada entre 8 e 21 de março de 2014 (verão austral). Um total de 55 estações em séries de 12 transectos foram realizados desde o sul (Yaté) até o norte da laguna (Hienghène), a partir da desembocadura dos rios em direção ao largo do oceano, nas principais passagens entre os recifes de coral (Figura 5.1).

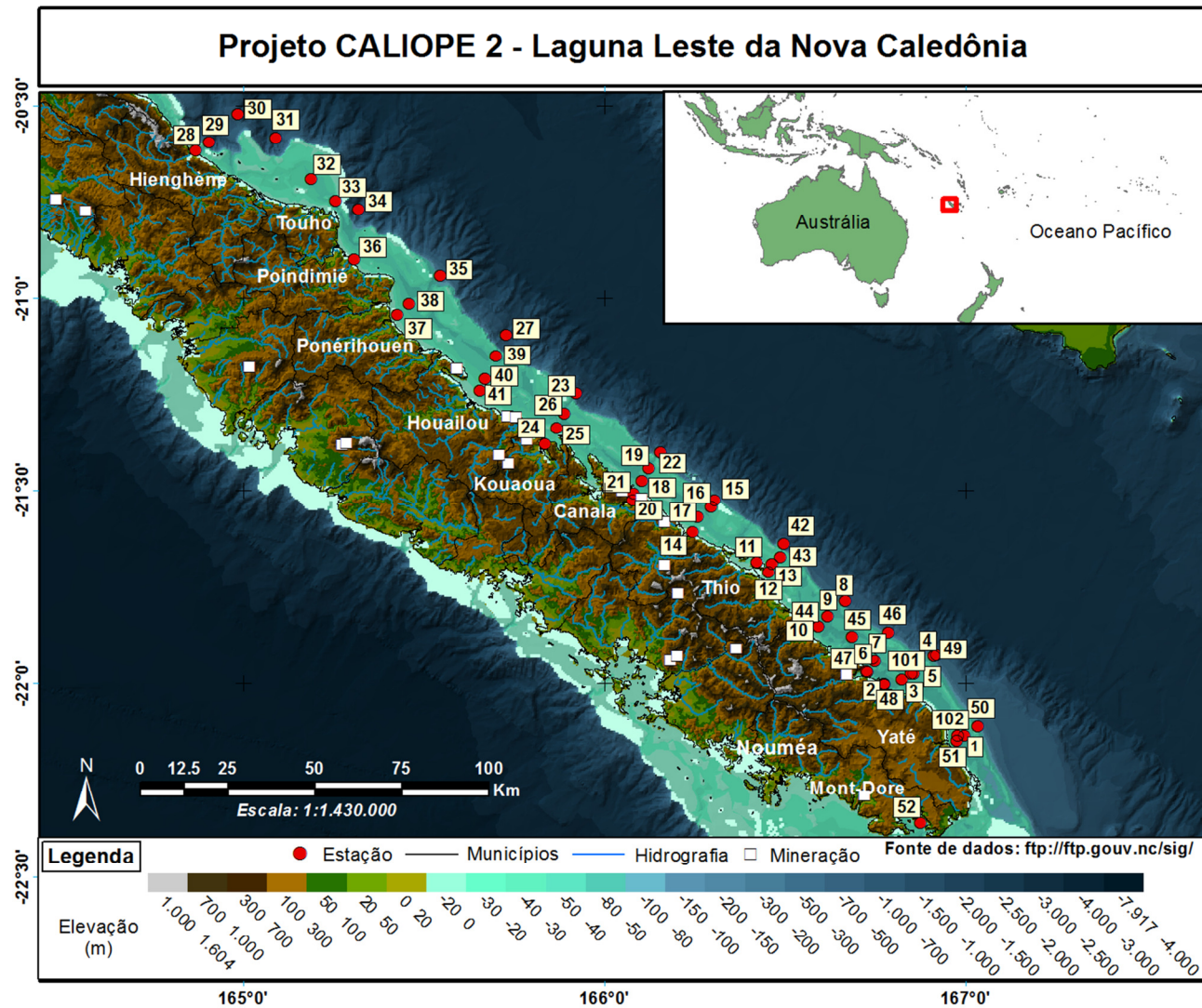


Figura 5.1 - Mapa de localização das estações de coleta, batimetria, hidrografia, municípios e áreas de mineração.

A Laguna Leste possui aproximadamente 300 km de comprimento de Yaté até Hienghène. É a mais profunda da região com profundidade máxima de 80 m e, assim como diversas regiões na ilha, é influenciada principalmente por atividades de mineração. É delimitada por uma barreira de coral localizada entre 5 e 25 km da linha de costa formada por recifes em diversas profundidades com reentrâncias que ligam as águas lagunares às oceânicas.

5.2.1. Dados meteo-oceanográficos

Dados de campo de pressão atmosférica, velocidade e direção do vento, temperatura do ar e água e salinidade, foram obtidos através dos sensores instalados no navio *Alis* para cada estação amostral e interpolados pelo método de *Krigagem* fazendo uso do software *ArcGIS 10.2* (ESRI). Deve-se levar em consideração que os dados foram obtidos em diferentes instantes de tempo ao longo de 13 dias e, portanto, não são sinóticos (simultâneos). Dados de CTD (do inglês *Conductivity, Temperature, and Depth*) ao longo da coluna de água foram coletados para cada estação com profundidade máxima de amostragem de 204 m (em regiões externas a laguna). Além do levantamento de dados de profundidade, temperatura (°C) e salinidade, também foram obtidos dados de turbidez (NTU), radiação fotossinteticamente ativa (PAR, do inglês *Photosynthetic Active Radiation*) e fluorescência junto ao CTD. Foram analisadas todas as estações da Figura 5.1, com exceção das estações 100, 101 e 102 que não foram amostradas neste caso. Os dados foram processados e analisados com o auxílio do software MATLAB® (2012).

5.2.2. Aquisição de dados radiométricos *in situ* e orbitais

As imagens nível L1A do sensor MODIS Aqua com resolução de 1 km foram obtidas através do sítio *Ocean Color* da NASA em site <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cms> para todo período de março de 2014. Dados radiométricos *in situ* das propriedades ópticas aparentes (R_{rs} , E_d , E_u , L_w e K_d – atenuação difusa) foram coletados acima da água com uso de um espectrorradiômetro portátil da marca *Analytical Spectral Devices* (ASD) modelo HandHeld FieldSpec e submerso com o uso dos radiômetros TriOS-RAMSES e *Satlantic* modelo *Hyperpro-II*.

O Fieldspec mede a radiância ($L(\lambda)$) emergente da água do mar e de uma superfície lambertiana (placa) de referência fazendo uso do software RS³™. Este equipamento possui resolução espectral de 1nm, na faixa entre 325 – 1075 nm com intervalo de amostragem de 1,6 nm. Em campo, as medidas foram realizadas na proa da embarcação evitando-se a interferência de ondas e espuma na superfície do mar, além da contaminação pelo efeito de sombras do navio. As radiâncias $L(\lambda)$ da água, do céu e de uma placa Spectralon[®] utilizada como referencial lambertiano foram tomadas em cada estação com um mínimo de 10 sequências idênticas água, placa e céu, com ângulos de visada azimutal (ϕ) e zenital (θ) solar de aproximadamente 137° e 45° respectivamente, para o cálculo da reflectância de sensoriamento remoto (R_{rs}) (MUELLER et al., 2003).

Dentre os três radiômetros utilizados, o TriOS é destacado por se tratar de um método experimental, avaliado no presente estudo. Este equipamento composto por dois radiômetros hiperespectrais SAM-ARC-Vis tem resolução espectral de ~3,3 nm de 320 a 950 nm e geralmente é utilizado para perfilar a coluna da água em estruturas como gaiolas içadas por guincho. Dessa maneira sofre interferência de sombra e reflexão do navio pelo insuficiente distanciamento das bordas da embarcação. Para minimizar estes efeitos, os sensores foram alocados em uma moldura de PVC flutuante presa a um cabo com boias para possibilitar o distanciamento do navio (Figura 5.2). Dados radiométricos (L_u e E_s) foram obtidos em sub-superfície (~5 mm) em 49 estações, sendo que as estações 49, 50 e 51 foram removidos após uma inspeção visual onde requisitos como o máximo de luz solar incidente, céu claro e velocidade do vento foram levados em consideração.

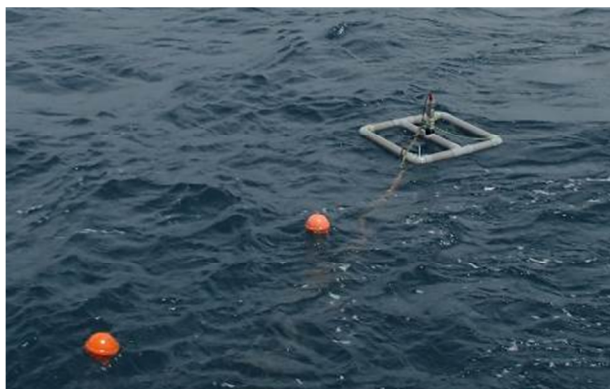


Figura 5.2 - Equipamento TriOS-RAMSES adaptado a uma moldura de PVC flutuante para coleta de dados sem interferência do navio.

Um total de 40 estações foram amostradas com o radiômetro *Satlantic* que perfila a colunade água medindo a irradiância descendente $E_d(z, \lambda)$ e a radiância ascendente $L_u(z, \lambda)$ ao longo, na faixa entre 350 – 800 nm com 3.3 nm de resolução espectral. O sistema também possui um sensor de referência de superfície (*HyperOCR*), para medir a irradiância descendente acima da água $E_s(\lambda)$. Este sensor de referência é instalado em um ponto alto do navio, livre de sombra.

5.2.2.1. Processamento de dados radiométricos *in situ* e orbitais

FieldSpec

Antes do cálculo da R_{rs} , os espectros amostrados com o radiômetro FieldSpec passaram por uma avaliação visual, tendo como critério a remoção de espectros espúrios (como por exemplo, aquelas com valores negativos). As estações 4, 23, 37 e 51 foram removidas, restando para análise 50 amostras cujas medidas foram transformadas para R_{rs} utilizando o software MATLAB[®] (2012) e fazendo uso da seguinte equação:

$$R_{rs}(\lambda, 0^+) = \frac{L_w(\lambda, 0^+)}{E_d(\lambda, 0^+)} = \frac{L_{oceano}(\lambda, 0^+) - \rho L_{céu}(\lambda, 0^+)}{[L_{placa}(\lambda, 0^+). \pi] / F_c} \quad (5.1)$$

Onde, L_w corresponde à radiância ascendente do corpo da água e o E_d à irradiância descendente proveniente da luz solar, ambos, logo acima da superfície do mar (0^+) e na faixa espectral (λ) do equipamento FieldSpec. L_{oceano} é a radiância ascendente da superfície da água (ou radiância total que é a soma de $L_w + \rho L_{céu}$ que foi instantaneamente refletida na água). O termo $L_{céu}$ é a radiância medida com o radiômetro apontando para o céu e o L_{placa} é radiância medida apontando o detector para uma placa Spectralon[®] (Figura 5.3).



Figura 5.3 - Espectroradiômetro FieldSpec HandHeld (ASD), utilizado em medidas radiométricas acima da superfície da água.

As radiâncias da placa de campo ($L_{placa\ campo}$) usada no experimento e de uma placa de referência ($L_{placa\ padrão}$) foram mensuradas em laboratório sobre as mesmas condições de iluminação e ângulos de visada. Um fator de calibração ($F_c(\lambda)$) é gerado para corrigir qualquer deterioração da $L_{placa\ campo}$, a partir da razão a seguir:

$$F_c(\lambda) = L_{placa\ campo}(\lambda) / L_{placa\ padrão}(\lambda) \quad (5.2)$$

O fator de reflectância da superfície (ρ) é o fator de proporcionalidade que relaciona a radiância refletida do céu quando o detector está apontado para a superfície do mar com a radiância medida quando o detector está apontado para o céu (ρ = brilho do céu refletido na superfície), e é usado para corrigir o radiância do céu refletida na superfície da água (MOBLEY, 1999; DOXARAN et al., 2004). Para calcular o fator ρ informações como o ângulo zenital solar, a velocidade do vento e os ângulos de visada zenital e azimutal são requeridos (HOOKER; MOREL, 2003). Para o cálculo do ângulo solar uma tabela adaptada do site <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/> foi utilizada.

Depois de reunir as informações necessárias, o fator ρ foi estimado (Figura 5.5) realizando uma interpolação linear a partir dos valores fornecidos por Mobley (1999, disponível em www.oceanopticsbook.info/view/remote_sensing/level_3) oriundos de simulações com modelos de transferência radiativa (vento com resolução de 2 m/s de 0 a 14; ângulo solar com resolução de 10° de 0 a 80; ângulo zenital fixado em 40°; e de visada fixado em 135°). Em casos de alta cobertura de nuvens (7/8 e 8/8) os valores de ρ foram consultados em uma tabela específica de tais condições apresentada por Mobley (1999). Nestes casos, nenhuma diferença expressiva foi detectada quando valores de ρ inferiores a 0,033 foram testados, sendo adotado então um valor fixo de 0,033 sob condições máximas de cobertura de nuvens.

Apesar dos cuidados quanto à geometria de aquisição e a aplicação do fator ρ , efeitos de brilho na superfície da água dificilmente são totalmente eliminados. Portanto é preciso fazer correção residual a fim de reduzir estes efeitos (MUELLER et al., 2003). A banda de referência utilizada para definir a linha de base foi centrada em 800 nm (20 nm largura de banda). Este procedimento foi aplicado aos dados de R_{rs} conforme a fórmula a seguir:

$$R'_{rs}(\lambda, 0^+) = R_{rs}(\lambda, 0^+) - R_{rs}(800, 0^+) \quad (5.3)$$

Por fim, uma média móvel de 3 pontos foi aplicada aos dados para remover pequenos ruídos ainda presentes. Em casos de águas turvas foi considerado o valor mínimo das medições em R_{rs} (800 nm) para normalizar o espectro, já que o valor não pode ser considerado nulo.

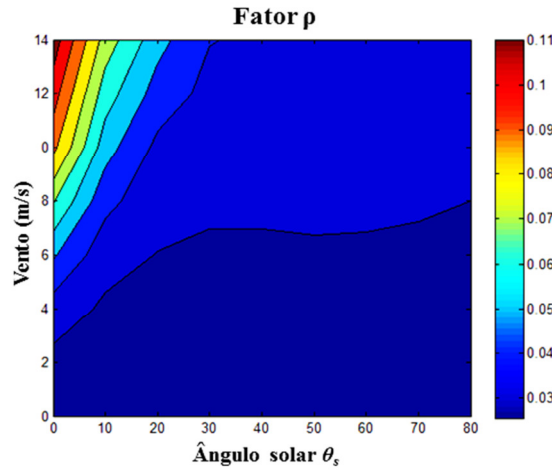


Figura 5.4 – Variação do fator ρ . Interpolação linear a partir dos valores fornecidos por Mobley (Vento com resolução de 2m/s 0 a 14; ângulo solar com resolução de 10° de 0 a 80; ângulo zenital fixado em 40°; e de visada fixado em 135°).

TriOS

A partir da obtenção das POAs com o radiômetro TriOS, a R_{rs} foi calculada através da seguinte equação (FROIDEFOND; OUIILLON, 2005):

$$R_{rs}(\lambda) = F * L_u(0, \lambda) / E_s(\lambda) \quad (5.4)$$

onde o fator F ($\sim 0,98$) corresponde ao efeito da mudança do FOV entre água-ar para L_u , esta constante leva em consideração o fator de transmissão ar-água e índice de refração.

Satlantic

Os dados obtidos com o radiômetro Satlantic foram processados até o nível 3 no *software* ProSoftTM, tendo como produto a $E_d(z, \lambda)$, $L_u(z, \lambda)$ e $E_s(t, \lambda)$. A extrapolação dos valores de $E_d(z)$ e $L_u(z)$ para a superfície ($z = 0$ m), que também é parte do nível 4 de processamento utilizando o ProSoftTM, foram realizadas no *software* MATLAB[®] (2012). Um filtro de média móvel (3 pontos) e um ajuste polinomial de segunda ordem foram aplicados aos dados suavizando as curvas a fim de filtrar os ruídos existentes nos primeiros metros de perfilagem devido à agitação do mar (Figura 5.6).

A partir disso, os coeficientes de atenuação difusa K_{Lu} (z, λ) da radiância ascendente) e K_{Ed} (z, λ) da irradiância descendente) foram obtidos através do intercepto de um ajuste de regressão por mínimos quadrados baseados em profundidades mínimas (entre 5 e 9 m) e máximas (11 e 15 m) proporcionais à profundidade do perfil e evitando sempre que possível o uso de dados ruidosos nos primeiros metros do perfil (Figura 5.6). A profundidade de penetração da luz correspondente à 90% do sinal de R_{rs} emergente da água (Z_{90}) foi testada (GORDON; MOREL, 1983) utilizando a razão de $1/K_d$ no comprimento de onda 490 nm a fim de verificar a existência de uma possível influência de fundo marinho nas medidas radiométricas.

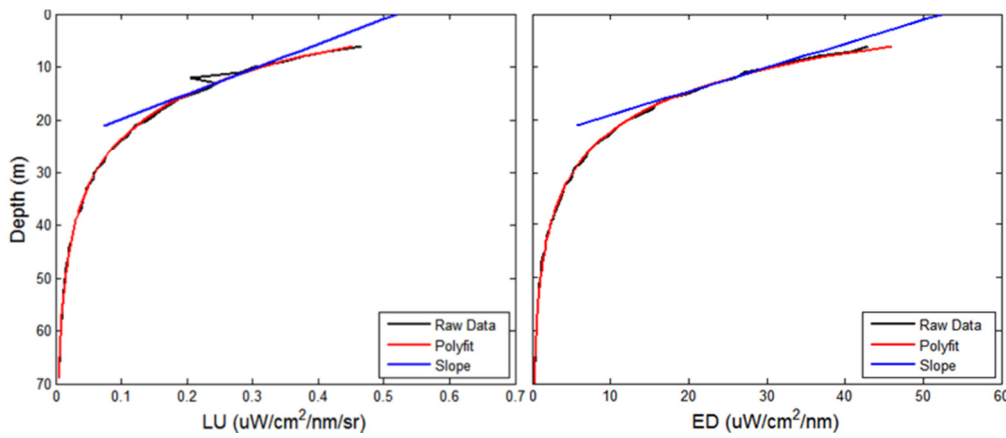


Figura 5.5 - Ajuste polinomial (*Polyfit*) e cálculo da atenuação difusa (*Slope*) para os dados brutos (*Raw Data*) de E_d (z , 399,8 nm) e L_u (z , 399,8 nm) pela profundidade em metros (Depth) na estação 15.

Depois que L_u e E_d foram extrapolados para a superfície submersa (0^-), os mesmos foram extrapolados para a superfície logo acima da água (0^+) considerando os fatores de transmissão água-ar e o índice de refração da água (MUELLER et al., 2003). A equação utilizada para o cálculo da irradiância acima da água é apresentada a seguir:

$$E_d(0^+, \lambda) = E_d(0^-, \lambda) / (1 - \alpha) \quad (5.5)$$

onde α é o fator de reflectância da água para a irradiância, aproximadamente 0,043.

A radiância ascendente da água $L_w(\lambda)$, é determinada como:

$$L_w(0^+, \lambda) = \frac{1 - \rho}{n_w^2} L_u(0^-, \lambda) \quad (5.6)$$

onde ρ é o fator de reflectância da água do mar (0,021) para a radiância e n_w é o índice de refração da água do mar ($\sim 1,345$).

Por fim, o cálculo de $R_{rs}(0^+, \lambda)$ é dado por:

$$R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{L_w(0^+, \lambda)}{E_d(0^+, \lambda)} \text{ ou } R_{rs}(0^+, \lambda) = \frac{L_w(0^+, \lambda)}{E_s(\lambda)} \quad (5.7)$$

Após a comparação da R_{rs} dos equipamentos utilizados no presente estudo optou-se pelo uso de $L_w(0^+, \lambda)$ sobre $E_d(0^+, \lambda)$ devido a um menor sinal-ruído nos dados de $E_s(\lambda)$ e ao mal funcionamento do sensor de referência em algumas estações.

O fator reflectância bidirecional (FRB) (equação 3.5 da fundamentação teórica) foi aplicado as R_{rs} *in situ* segundo o protocolo da NASA (volume 3) (MUELLER et al., 2003) utilizando dados modelados dos fatores $fQ0$ e fQ (http://finalfrontier.ucsd.edu/Projects/NF-POGO/temp/DISTRIB_fQ_with_Raman/) que variam de acordo com a Cla, comprimento de onda, ângulo solar e de visada (MOREL; GENTILI, 2002). A partir dos dados modelados, os valores de fQ foram estimados e aplicados as R_{rs} dos 3 equipamentos utilizados.

Imagens MODIS-Aqua

As imagens nível L1A MODIS-Aqua foram processadas para o nível L2 no software SEADAS v.6.2 em ambiente Linux. A estimativa da concentração de Cla de dados orbitais MODIS (MCla) e demais parâmetros bio-ópticos como $a_{phy}(Ma_{phy})$, $a_{dg}(a_{cdom} + a_{nap})(Ma_{dg})$ e o $b_{bp}(Mb_{bp})$, foram obtidas através dos modelos de cor do oceano padrões implementados no SEADAS: OC3M, GSM, GIOP e QAA (citados no capítulo 4.4). Após analisar a distribuição e variação temporal para o mês de coleta, em cada data de amostragem e horário da coleta (ambos em *Universal Time Coordinate* – UTC) foram extraídos os valores médios dos pixels em uma janela espacial de 3 x 3 pixels centrada no ponto de coleta e uma janela temporal de até 31 h.

Devido à alta cobertura de nuvens no período de coleta, valores de relaxamento do limiar de nuvens (parâmetro *cloud threshold* do software SEADAS) foram testados a fim de obter um maior número de estações para o *match-up* com os dados *in situ*. Os valores obtidos no processamento *default* do SEADAS (0,0027) e com 0,0040 foram comparados aos dados de R_{rs} obtida *in situ* (outros testes com diferentes valores no limiar de nuvens não foram apresentados). Além do limiar de nuvens, o processamento *default* nos parâmetros *aer_wave_long* (“*Longest wavelength for aerosol model*”, valor

padrão 869 nm) e aer_wave_short (“Shortest wavelength for aerosol model”, valor padrão 748 nm) utilizados na programação do SEADAS para correção do aerossol, foram testados com os valores de 2130 nm e 1240 nm respectivamente (AURIN, et al. 2013). O objetivo foi verificar se o uso de bandas mais longas do infravermelho melhoraria a correção atmosférica aplicada para a região da LLNC, devido à presença de águas turvas com sedimentos em suspensão nas porções mais interiores da laguna.

Síntese: Processamento dos dados radiométricos

A figura 5.6 apresenta uma síntese (fluxograma) do processamento de dados radiométricos orbitais MODIS-Aqua e *in situ* acima da água e submersos.

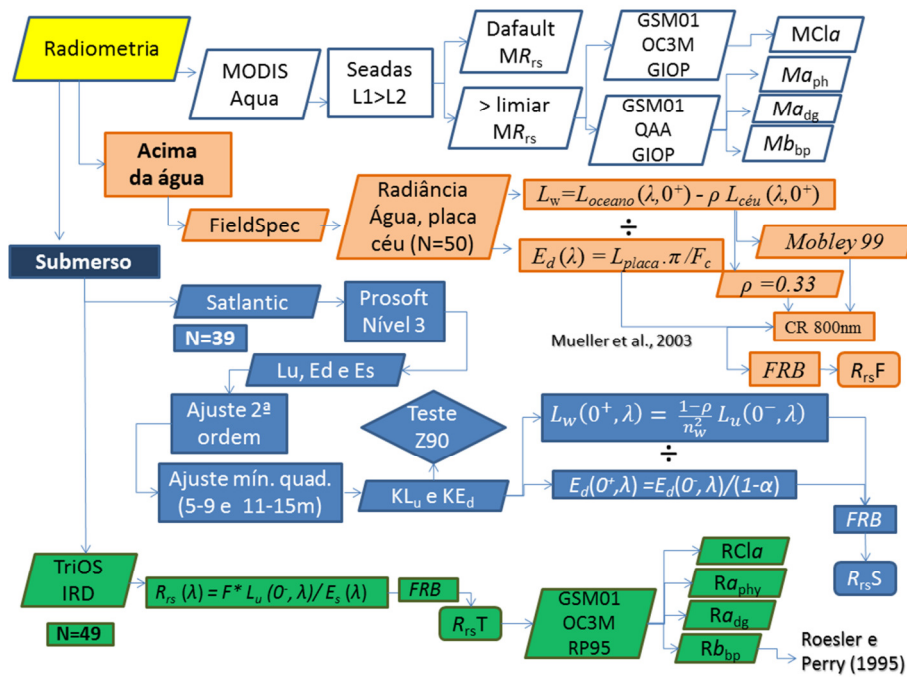


Figura 5.6 - Fluxograma do processamento de dados radiométricos orbitais e *in situ*.

Após o processamento dos dados radiométricos adquiridos, a R_{rs} *in situ* foi comparada entre os 3 radiômetros a fim de avaliar a coerência e interferências inerentes a cada método utilizado e, posteriormente comparados a R_{rs} orbital do sensor MODIS-Aqua sob os diferentes processamentos. Dados radiométricos *in situ* e orbitais de melhor desempenho, seja por número de amostras ou coerência nos dados, foram escolhidos para estimar a Cla e propriedades ópticas inerentes pela aplicação de modelos de cor do oceano empíricos como o OC3M e semi-analíticos como o GSM, GIOP, RP95

(ROESLER; PERRY, 1995) e QAA. As amostragens dos COAs *in situ* foram utilizadas como base para a caracterização do ambiente aquático e também para avaliar o desempenho dos modelos bio-ópticos.

5.2.3. Modelos Bio-ópticos

O modelo empírico global OC3M e os semia-nalíticos GSM01 e QAA foram aplicados a dados MODIS e à R_{rs} *in situ* para testar o desempenho de cada modelo para a área de estudo. O modelo Roesler e Perry (1995) (RP95) foi aplicado somente à R_{rs} *in situ* pela facilidade na sua aplicação. Já o modelo *Generalized IOP* (GIOP) foi aplicado, somente em dados de R_{rs} MODIS, uma vez que este modelo é disponibilizado e facilmente aplicado na plataforma SEADAS. Todos os modelos analisados no presente estudo foram implementados no software MATLAB (menos o GIOP).

O modelo OC3M estima a Cl_a a partir de razões entre bandas relacionadas por uma função polinomial de quarta ordem, onde R representa a razão máxima entre as bandas $R_{rs}(443)/R_{rs}(551)$ ou $R_{rs}(488/551)$ (O'REILLY, et al. 2000) que obtiveram maior valor. A equação é descrita a seguir:

$$Cl_a = 10^{(0.283-2.753R+1.457R^2+0.659R^3-1.403R^4)} \quad (5.8)$$

$$R = \log_{10} \left(\frac{R_{rs} 443 > R_{rs} 488}{R_{rs} 551} \right) \quad (5.9)$$

O modelo GSM (GARVER; SIEGEL, 1997, otimizado por MARITORENA et al., 2002) é baseado na equação quadrática de Gordon et al. (1988):

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{t}{n_w^2} \sum g_i \left(\frac{b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0) * \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^n}{[a_w + a_{cdom}(\lambda_0)e^{(-S(\lambda_0-\lambda) + Cl_a * a_{phy})}] + [b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda_0) * \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^n]} \right)^i \quad (5.10)$$

onde g_i são parâmetros geométricos ($g_1 = 0,0949$ e $g_2 = 0,0794$) (IOCCG, 2006). Os parâmetros conhecidos são os coeficientes de absorção e retroespalhamento da água (a_w e b_w) e os parâmetros de formato espectral a_{phy} (absorção específica do fitoplâncton), n (inclinação da curva espectral do retroespalhamento do material particulado) e S_{adg} (inclinação espectral da absorção do a_{dg} que é o coeficiente de absorção do CDOM +

partículas não algais (a_{nap}) determinados por um ajuste global com um grande conjunto de dados (MARITORENA et al., 2002). Como resultado da aplicação do modelo GSM, que utiliza um ajuste linear de mínimos quadrados (em 412, 443, 490, 510 e 555 nm), são obtidos os valores de b_{bp} (coeficiente de retroespalhamento do material particulado em 443 nm), a_{dg} e Cl_a .

O modelo QAA foi proposto por Lee et al. (2002) e atualizado por Lee et al (2007) na sua 4ª versão abrangendo águas costeiras e oceânicas. O modelo é implementado em etapas com uma mistura de equações empíricas, semi-analíticas e analíticas para obter como resultado o b_{bp} (443 nm), a a_{phy} (443 nm) e a a_{dg} (443 nm). Mais detalhes deste modelo podem ser encontrados em IOCCG (2006), Lee et al. (2002) e Lee et al (2007).

As estimativas dos dados de b_{bp} (443 nm), a_{phy} (443 nm), a_{dg} (443 nm) e Cl_a através do modelo GIOP, foram obtidas através do processamento das imagens MODIS no software SEADAS. Este modelo segue o racional do GSM, mas tem a diferença de incluir etapas onde o usuário pode escolher diferentes ajustes ou modelos para a determinação dos parâmetros específicos, e.g., $a_{\text{phy}}(443)^*$, S_{cdm} e η . A relação entre os IOP é calculada segundo Gordon et al (1988) e a potência espectral de b_{bp} é calculada segundo Lee et al. (2002) (igual ao modelo QAA), o S_{adg} é fixo em 0.018 e o a^*_{phy} segundo Bricaud et al. (1998). Mais detalhes sobre o modelo GIOP podem ser obtidos em WERDELL et al. (2013).

O modelo RP95 desenvolvido por Roesler e Perry (1995), foi analisado no presente estudo por apresentar uma fácil implementação e também por ter produzido bons resultados na recuperação da $a_{\text{phy}}(\lambda)$ ($N = 35$) ao longo de um intervalo de 3 ordens de grandeza ($\rho = 0,94$ em 500 nm) e na estimação dos coeficientes de retroespalhamento de partículas (b_{bp}) ($\rho = 0,996$, $N = 12$). Além disso, as amostras de R_{rs} na superfície da coluna da água utilizadas por Roesler e Perry (1995) incluem desde regiões estuarinas até regiões oceânicas localizadas (em sua maioria) na costa leste dos Estados Unidos (Oceano Pacífico).

O modelo de Roesler e Perry (1995) descreve a reflectância difusa, incluindo os efeitos da absorção do fitoplâncton, CDOM + partículas não-algais (a_{dg}) e o retroespalhamento

por dois tipos de partículas qualitativamente descritos como "grandes" (b_{bp1}) e "pequenas" (b_{bp2}).

O modelo é baseado na equação 3.3 e no método de mistura espectral (ADAMS et al., 1986) para estimativa dos componentes de absorção e retroespalhamento. O modelo de Roesler e Perry (1995) é descrito basicamente pelas seguintes equações:

$$a_{tw}(\lambda) = M_{phy}.a_{phy}(\lambda) + M_{dg}.a_{dg}(\lambda) + a_w(\lambda) \quad (5.11)$$

$$b_{bp}(\lambda) = Mb_{bp1}.\lambda^0 + Mb_{bp2}(\lambda^{-1} - \lambda_{750}^{-1}) + b_w \quad (5.12)$$

onde, a_{tw} é a absorção total, a_w a absorção da água pura, b_{bp} é o retroespalhamento de partículas, M é a magnitude dos valores escalares dos coeficientes proporcionais à concentração dos constituintes. Mb_{bp1} refere-se às partículas grandes que possuem uma dependência espectral nula (0) e Mb_{bp2} refere-se às partículas pequenas que podem ter uma dependência espectral (η) de até -1.

O modelo descreve a mistura linear desses dois grupos de partículas, e a subtração em 750 nm é apenas para remover o offset com base neste comprimento de onda. . O autovetor de $a_{phy}(\lambda)$ é calculado com base na média de a_{phy} normalizada pela Cla (a_{phy}^*) utilizando dados in situ com variadas concentrações de amostras naturais (0.003 a 0.167 m^{-1} e 0.07 a 25 mg/m^3). A dependência espectral de a_{dg} (S_{adg}) foi estimada também com uma base de dados in situ e setada em 0,0145.

Este modelo utiliza regressões não lineares através do método de Levenberg-Marquardt que permite a busca ótima não linear do ajuste do modelo em cada iteração (entre R_{rs} medido e modelado). O princípio do modelo é similar ao GSM, com a vantagem de que podem ser consideradas a variação de duas classes de tamanho de partículas na determinação do bbp.

Num passo mais avançado, o modelo também permite estimar a fluorescência da Cla e variações no $a_{phy}^*(443)$ pela diferença entre o R_{rs} modelado e medido, ao longo do espectro (380-660 nm) (mas isso não foi explorado no presente estudo).

Os resultados obtidos na aplicação dos modelos de cor do oceano às imagens MODIS e às R_{rs} *in situ* foram comparadas utilizando análises de regressão linear e medidas de incerteza, descritas a seguir.

5.2.4. Coeficiente de Absorção e Espalhamento, Cla e Nutrientes

Para análises dos coeficientes de absorção e parâmetros biogeoquímicos da laguna amostras de água foram coletadas em superfície (~ 2 m) e em variadas profundidades (dados não apresentados no presente estudo) com o uso de uma *Rosette* acoplada com 12 garrafas *Niskin*. O conteúdo das garrafas foi transferido para galões acrílicos (de 500 ml, 2,25 litros e 4,5 litros) e, imediatamente filtrado com o auxílio de uma bomba a vácuo em laboratório adaptado a bordo do navio (Figura 5.7).

Os nutrientes (nitrito+nitrato (NO_x), fosfato (PO_4) e silicato (SiO_3), foram analisados a bordo do navio fazendo uso do equipamento Technicon autoanalyzer II. Os métodos seguiram aqueles descritos por Strickland e Parsons (1972). Para concentrações de NO_x inferiores a $1,5 \mu\text{mol/l}$, o método de alta sensibilidade (H.S. do inglês *High Sensitivity*) descrito por Oudot e Montel (1988) foi utilizado.

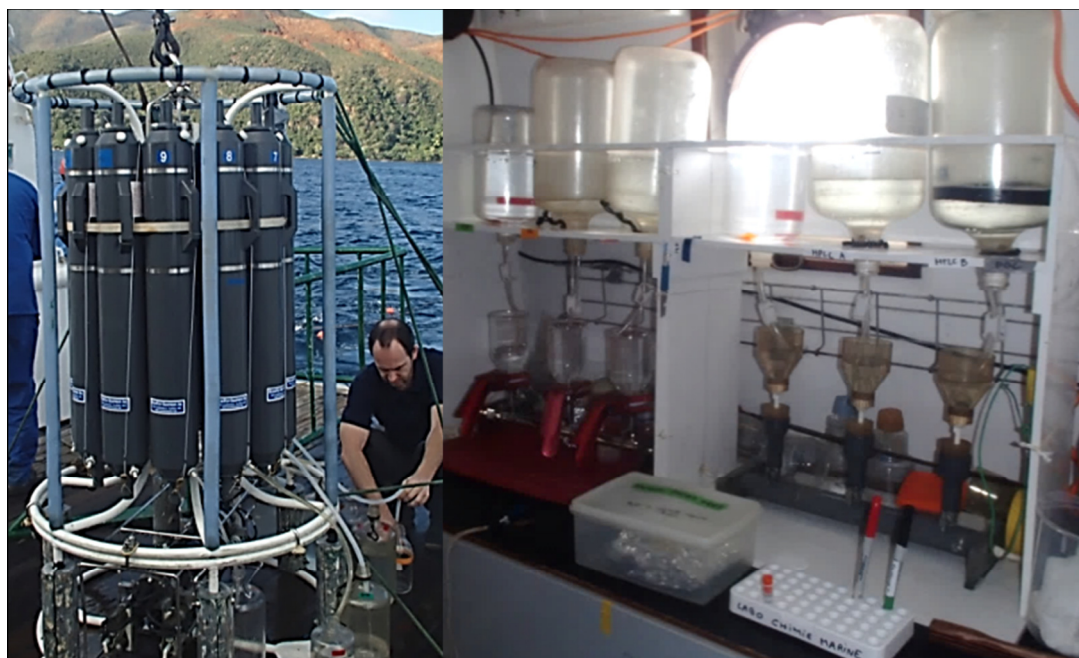


Figura 5.7 – A figura a esquerda mostra a *Rosette* acoplada com 12 garrafas *Niskin* e galões de acrílico para acondicionamento das amostras. Na figura a direita, são as amostras coletadas em galões de acrílico sendo filtradas com auxílio de uma bomba a vácuo.

Para a análise da concentração de clorofila-a (Cla), um recipiente escuro com volume de 500 ml foi utilizado. Neste caso não foram feitas duplicatas. As amostras foram filtradas com filtros GF/F 25 mm não calcinado e posteriormente inseridas em um galão com nitrogênio líquido. A análise da Cla foi supervisionada pela pesquisadora chefe da missão CALIOPE 2, Cecile Dupouy do IRD Nova Caledônia.

No laboratório, Cla foi medida pelo método de fluorimetria. Os filtros foram mergulhados em 5,4 ml de acetona 100 % (concentração final ≈ 90 % de acetona tendo em conta a retenção de água pelo filtro, ou seja, $0,621 \pm 0,034$ ml) com auxílio de uma vareta de vidro foi realizada a extração da clorofila (mg/m^3) e feopigmentos (mg/m^3) (DUPOUY, et al. 2010). Para comparar as concentrações estimadas em laboratório com as de satélite, utilizou-se a Cla sem a soma de feopigmentos.

Diferentes equipamentos e métodos foram utilizados para obter os espectros dos coeficientes de absorção na LLNC, o *Point-Source Integrating-Cavity Absorption Meter* (PSICAM sob supervisão do Dr. Rüdiger Röttgers) e por espectrofotometria (sob supervisão da Dra. Cecile Dupouy). No entanto, apenas os dados obtidos através do PSICAM foram processados a tempo de serem incluídos no presente trabalho. Os dados de absorção do CDOM e das partículas em suspensão foram processados e fornecidos pelo Dr. Röttgers utilizando a metodologia descrita em Röttgers e Doerffer (2007) e em Röttgers et al. (2007).

O método normalmente empregado para medir a absorção CDOM é fazendo uso de um espectrofotômetro de duplo feixe equipado com uma *cubeta* de vidro ou quartzo para determinar a atenuação da amostra (MITCHELL, et al. 2002). Ao usar a *cubeta* de 10 cm em um espectrofotômetro de duplo feixe, a absorção abaixo de $0,01 \text{ m}^{-1}$ não podem ser determinada com uma precisão elevada (RUDGER; DOEFFER, 2007). Uma alternativa é o uso de um sistema com maior extensão de caminho óptico diminuir o efeito da perda de sinal por dispersão e aumentar o sinal que depois é convertido em absorção (BRICAUD et al. 1981).

O PSICAM é um sistema que possui um maior caminho óptico e, portanto, permite medir a absorção em condições onde os valores são inferiores ao limite de detecção do espectrofotômetro, além de não ser afetado por dispersão. Estes resultados apresentados

por Röttgers e Doerffer (2007) podem ajudar a melhorar a capacidade de determinar a absorção CDOM em águas oligotróficas para a região do espectro de luz visível (onde o sinal é bastante reduzido).

O PSICAM, utilizado no presente trabalho, é um ICAM simples construído pelo *Institute for Coastal Research* (GKSS) no centro de pesquisa Geesthacht (RÖTTGERS; DOERFFER, 2007). O PSICAM consiste de um cubo com uma cavidade esférica feito de um material plástico branco altamente refletor e uma esfera de dispersão central (fonte de luz). A refletividade da parede interior da cavidade esférica é o parâmetro mais sensível para a determinação do coeficiente de absorção e tem de ser determinada com precisão para a calibração do instrumento (RÖTTGERS, et al. 2005).

Para a absorção do CDOM, as amostras foram filtradas em filtro de membrana de celulose de 0,2 µm (MITCHELL et al., 2002). Primeiramente a cavidade é preenchida com água purificada e o espectro é medido entre 350 e 720 nm. Em seguida a água filtrada é alocada na cavidade e o espectro de intensidade da amostra é medida. A cavidade é lavada e preenchida novamente com água purificada e mais um espectro é gravado, tendo como resultado dois espectros de referência.

O espectro de absorção de cada amostra foi utilizado para determinar o ajuste exponencial da curva (s). Isto foi feito através do ajuste dos dados entre 350 e 500 nm a uma função exponencial como na equação a seguir:

$$a_{\text{cdom}}(\lambda) = a_{\text{cdom}}(442\text{nm}) e^{-s(\lambda - 442)} \quad (5.13)$$

onde λ é o comprimento de onda, e $a_{\text{cdom}}(\lambda)$ o coeficiente de absorção no comprimento de onda (λ). O comprimento de onda de 442 nm é utilizado como referência porque é uma banda comum em sensores de cor do oceano (RÖTTGERS; DOERFFER, 2007). Para obter medições da absorção do CDOM (a_{cdom}) e de CDOM + partículas ($a_{\text{cdom}} + a_p$), a absorção de partículas é calculada subtraindo a_{cdom} de $a_{\text{cdom}} + a_p$. De maneira geral, as medições com o PSICAM são bastante precisas, porém, são limitadas entre 370-750 nm, e menos precisas quando $a_{\text{cdom}} + a_p$ está abaixo de 0,01 m⁻¹ (encontradas em algumas amostras). Este equipamento não permite mensurar diretamente a absorção pela matéria não-algal (a_{nap}).

A a_p e a_{nap} foram medidas com uma técnica de filtro quantitativo (QFT adaptada de MITCHELL, 1990, dados não publicados). A a_{nap} é determinada após o clareamento com NaOCl (TASSAN; FERRARI, 1995). As medições utilizando a QFT não são precisas e contam com boas estimativas do fator de amplificação do comprimento do caminho óptico (β). Assim, β que é usado para corrigir a_p e a_{nap} foi determinado por uma análise de regressão linear entre a_p medido por QFT *versus* a_p medido por PSICAM (para cada filtro). Como o a_{nap} e o a_{cdom} possuem espectros semelhantes, estes componentes são normalmente somados e referenciados como a_{dg} em análises e comparações de dados modelados da cor do oceano (Figura 5.8). Por fim, a absorção do fitoplâncton (a_{phy}) é determinada subtraindo a_{nap} de a_p (Figura 5.8). Uma correção do *offset* também foi aplicada utilizando o comprimento de onda 750 nm como ponto nulo para corrigir ineficientes clareamentos na determinação de a_{nap} .

O coeficiente de retroespalhamento (b_b), foi mensurado através do perfilador Hydroscat-6 (H6: HobiLabs) devidamente calibrado, com largura de banda de 10 nm centradas nos comprimentos de onda 442, 488, 510, 550, 620 e 670 nm; e bandas de 20 nm de largura para as bandas de 620 e 670 nm. Os dados foram processados utilizando o protocolo do fabricante (disponível em www.hobilabs.com) para a correção da recuperação incompleta de luz retroespalhada devido à perda pela absorção da luz, a correção sigma (σ) apresentada por Maffione e Dana (1997).

O processamento adicional incluiu uma suavização do perfil com a média dos pontos amostrados e a extração do coeficiente de superfície, eliminando os valores mensurados nos primeiros metros do perfil (evitando ruídos e bolhas) e fazendo a média $b_{bp}(\lambda)$ entre 2 e 5 m. Isso possibilita a comparação com os outros parâmetros bio-ópticos e biogeoquímicos coletados em “superfície” (primeira amostra do perfil) obtidas com as garrafas de Niskin (~ 2 m de profundidade). Em seguida, $b_{bp}(\lambda)$ foi calculado subtraindo de $b_b(\lambda)$ a curva teórica do "espectro de água pura", b_{bw} (POPE; FRY, 1997; MOREL et al, 2007).

A figura 5.8, apresenta um fluxograma onde foi esquematizado o processamento de dados *in situ* das POI.

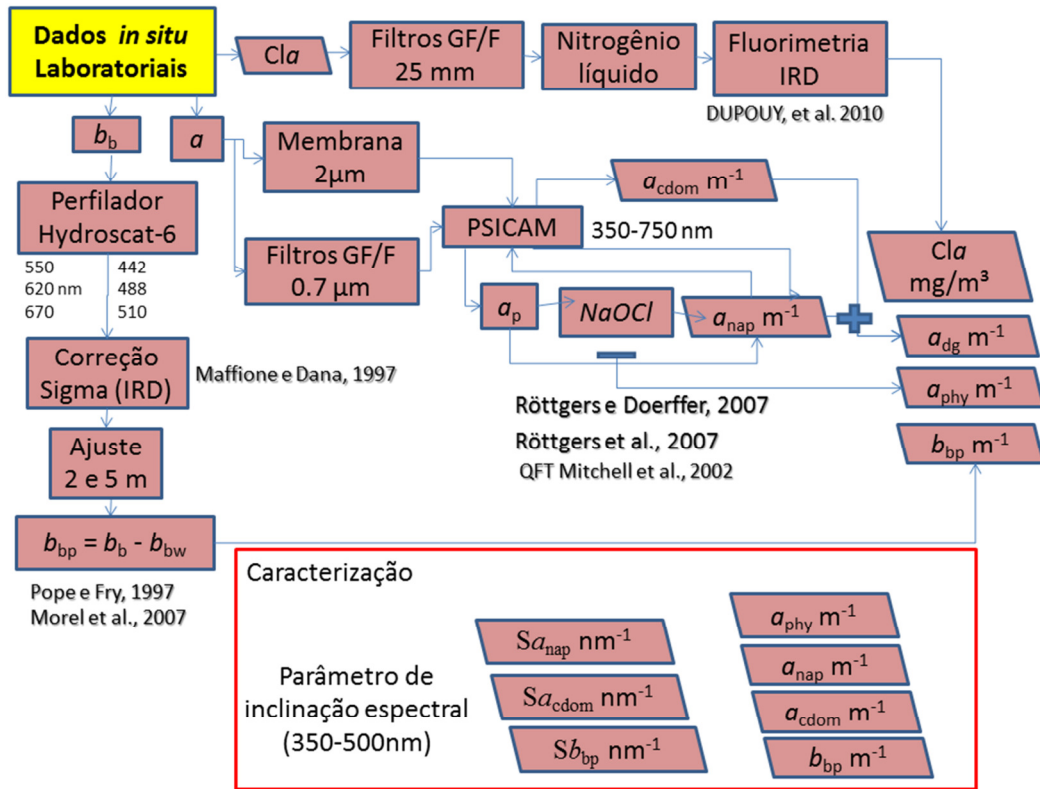


Figura 5.8 - Fluxograma do processamento de dados *in situ* das POI.

5.2.5. Estimativas de Incertezas

As incertezas na comparação de dados, métodos e análises foram realizadas com base em Toole et al. 2000 e Rudorff et al. 2014. O coeficiente de determinação (R^2), o erro médio quadrático (RMSE, Equação 5.16), a diferença percentual relativa absoluta (RPD, Equação 5.15) e a diferença percentual imparcial (UPD, Equação 5.14) foram estimados conforme as equações a seguir:

$$UPD (\%) = \sum \{ (x_1 - x_2) / [(x_1 + x_2) / 2] \} / N * 100 \quad (5.14)$$

$$|RPD| = \sum [|(x_1 - x_2) / x_2|] / N * 100 \quad (5.15)$$

$$RMSE = \sqrt{1/N \sum (x_1 - x_2)^2} \quad (5.16)$$

A UPD corresponde à diferença relativa entre as medidas, pressupõe que existe uma tendência das amostras e mostra se elas superestimam (positivo) ou subestimam (negativo) em relação à linha de tendência. A RPD por sua vez, quantifica o erro total.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Condições Atmosféricas e Oceanográficas

Das 54 estações amostradas, aproximadamente 50 % apresentaram cobertura de nuvens maior que 5/8 e 17 foram amostradas em horários de baixa incidência solar, antes das 9h e depois das 16 h (Tabela 6.1). Mesmo com a alta cobertura de nuvens e se tratando de um período que deveria ser chuvoso (verão), não houve registro de precipitação durante o período amostrado. Padrões de vento sudoeste foram predominantes com velocidade variando entre 1 e 16 m/s, sendo 68 % dos registros maiores que 7,5 m/s. Na Figura 6.1 as setas cinza-claro indicam a direção do vento (DIR°) e a velocidade é apresentada em escala de cores (U m/s). As menores intensidades de ventos ocorreram em estações mais abrigadas (próximo à costa) e nas proximidades de Kouaoua e Canala (entre os dias 11 e 13 de março). Em aproximadamente 70 % das estações a temperatura do ar foi maior que 26 °C sendo que as menores temperaturas foram registradas na região mais ao norte da LLNC e em estações nas proximidades de Yaté.

As amostragens com CTD foram realizadas nas estações 1 a 52. A temperatura do mar (Figura 6.2) variou entre 26,2 e 28,1°C, sendo que em 90% das estações amostradas ficaram entre 27 e 28°C. Os valores mais altos ($> 27^\circ\text{C}$) foram registrados na região norte da LLNC, médios na região central ($\sim 27^\circ\text{C}$), e menores na região sul ($< 27^\circ\text{C}$), com o valor mais baixo registrado na única estação 52 coletada a sudoeste da ilha (proximidades de Mont-Dore). Os dados de salinidade apresentaram uma pequena variação sendo o valor mínimo registrado de 34,7 na região costeira entre os municípios de Thio e Kouaoua e, o máximo de 35,2 próximo ao município de Yaté em porções mais oceânicas (Figura 6.3). De modo geral, na região sul da LLNC as águas superficiais são mais frias, salinas e com menor turbidez, quando comparadas à regiões central e norte. Durante o verão e primavera austral eventos de ressurgência costeiras podem ocorrer na porção sudoeste da ilha (HENIN; CRESSWELL, 2005). As características apresentadas a sul da LLNC (assim como na estação 52) podem estar relacionadas a eventos de ressurgências costeiras causadas por ventos alísios ou pela dinâmica de águas costeiras em relação à morfologia local. No entanto, com a ausência de dados na LLNC, não é possível afirmar se este resfriamento se deve ou não há eventos de ressurgência.

Tabela 6.1 - Registro das condições atmosféricas e oceanográficas. Parâmetros: ST=estação; Dia=dia da coleta; Hora=horário local; LAT=latitude; LON=longitude; INS=instrumentos utilizados: 1.FieldSpec, 2.Trios e 3.Satlantic; Cla (mg/m³); U=Vento em m/s (direção em graus); PL=profundidade local; CN=cobertura de nuvens (máx. 8/8); IsTSM e IsSSM=temperatura e salinidade *in situ* da superfície do mar; Céu e Oceano=condições descritivas: CS.Céu claro, OC.Encoberto, HILV.Variação na iluminação e R.Ventos fortes e com ondas acima de 1,5m; Intern./Ext. LLNC=estações internas ou externas da LLNC.

ST	Dia	Hora	LAT (°)	LON (°)	INS	Cla (mg m ⁻³)	U (m s ⁻¹) (DIR°)	PL (m)	CN (1/8)	IsTSM (°C)	IsSSM	Turb (NTU)	Céu e Oceano	Intern./Ext. LLNC
1	8	15:43	-22.1	167.0	1,2	0.48	8.8 (144)	52	2/8	27.3	35.0	0.23	HILV	I
2	9	7:09	-22.0	166.8	1,2	0.38	1.5 (197)	53	8/8	27.6	35.0	0.23	HILV	I
3	9	10:43	-22.0	166.8	1,2	0.19	8.5 (127)	56	4/8	27.6	35.1	0.13	HILV	I
4	9	13:45	-21.9	166.9	2	0.48	13.1 (154)	191	8/8	27.9	35.1	0.19	OC, R	E
5	9	15:00	-22.0	166.9	1,2	0.19	10.3 (140)	45	6/8	27.9	35.0	0.22	HILV, R	I
6	10	7:39	-22.0	166.7	1,2	0.36	8.3 (140)	51	8/8	27.5	35.0	0.46	OC	I
7	10	9:00	-21.9	166.7	1,2	0.30	9.8 (150)	47	7/8	27.5	35.1	0.16	OC, HILV, I	I
8	10	11:57	-21.8	166.7	1,2	0.18	14 (138)	255	5/8	27.6	35.1	0.36	CS, R	E
9	10	13:36	-21.8	166.6	1,2	0.31	13.6 (128)	48	4/8	27.6	35.0	0.25	CS, R	I
10	10	15:06	-21.9	166.6	1,2	0.34	15.8 (117)	52	4/8	27.6	35.0	0.19	CS, R	I
11	11	7:30	-21.7	166.4	1,2	0.52	4.9 (46)	23	8/8	27.3	34.9	0.71	OC	I
12	11	9:30	-21.7	166.5	1,2	0.75	12 (144)	37	3/8	27.4	34.8	0.64	CS, R	I
13	11	11:15	-21.7	166.5	1,2	0.64	16 (141)	24	3/8	27.4	34.9	0.41	CS, R	I
14	12	7:33	-21.6	166.2	1,2,3	0.73	7.9 (245)	12	8/8	27.3	34.9	1.09	OC	I
15	12	9:35	-21.5	166.3	1,2,3	0.65	4.3 (164)	94	8/8	27.6	34.8	0.29	OC	E
16	12	11:24	-21.5	166.3	1,2,3	0.89	12.3 (132)	50	7/8	27.4	34.9	0.36	OC, R	I
17	12	12:57	-21.6	166.3	1,2,3	0.61	11.3 (109)	39	4/8	27.5	34.9	0.35	CS, HILV, I	I
18	12	15:45	-21.5	166.1	1,2,3	0.51	6.9 (116)	53	8/8	27.6	34.9	0.48	OC	I
19	12	17:18	-21.4	166.1	1,2	0.32	8.3 (245)	54	8/8	27.5	34.8	0.20	OC	I
20	13	7:35	-21.5	166.1	1,2,3	0.60	4.9 (259)	20	4/8	27.5	34.8	1.02	HILV	I
21	13	9:44	-21.5	166.1	1,2,3	0.59	5.2 (202)	36	3/8	27.5	34.8	0.56	HILV	I
22	13	12:15	-21.4	166.2	1,2,3	0.19	1 (101)	302	6/8	27.7	35.0	0.14	OC, HILV	E
23	13	15:47	-21.2	165.9	2,3	0.18	10.5 (187)	560	3/8	27.4	35.1	0.18	CS, R	E
24	14	7:33	-21.4	165.8	1,2,3	0.57	4.9 (213)	18	2/8	27.5	34.8	0.96	CS	I
25	14	9:30	-21.3	165.9	1,2,3	0.41	6.4 (222)	45	2/8	27.5	34.8	0.32	CS	I
26	14	10:45	-21.3	165.9	1,2,3	0.29	2.5 (63)	42	3/8	27.7	34.9	0.22	CS	I
27	14	13:53	-21.1	165.7	1,2,3	0.14	5.4 (64)	528	2/8	28.1	34.9	0.12	CS	E
28	15	7:47	-20.6	164.9	1,2	0.40	13.2 (122)	11	5/8	27.9	34.9	0.43	CS, HILV, I	I
29	15	9:12	-20.6	164.9	1,2,3	0.16	4.3 (131)	394	7/8	28.1	34.9	0.12	HILV	E
30	15	12:02	-20.5	165.0	1,2,3	0.13	14.4 (119)	478	8/8	27.8	34.9	0.12	OC, HILV, I	E
31	15	14:18	-20.6	165.1	1,2,3	0.24	7.5 (84)	1011	2/8	28.0	34.9	0.20	CS	E
32	15	17:00	-20.7	165.2	1,2,3	0.31	6.7 (125)	42	3/8	28.0	34.8	0.26	CS, HILV	I
33	16	7:44	-20.7	165.3	1,2,3	0.24	5.7 (165)	30	3/8	27.5	35.0	0.27	HILV	I
34	16	9:48	-20.8	165.3	1,2,3	0.26	7.9 (135)	25	3/8	27.6	35.0	0.21	HILV	I
35	16	13:16	-20.9	165.5	1,2,3	0.32	8.6 (119)	104	3/8	27.5	35.0	0.17	HILV	E
36	16	16:00	-20.9	165.3	1,2,3	0.26	9.4 (128)	26	8/8	27.8	34.9	0.26	OC	I
37	17	7:35	-21.0	165.4	2,3	0.50	3.3 (226)	28	8/8	27.5	34.8	1.03	OC	I
38	17	9:00	-21.0	165.5	1,2,3	0.38	11.9 (134)	40	8/8	27.5	34.9	0.24	OC, R	I
39	17	12:14	-21.2	165.7	1,2,3	0.24	14 (112)	53	8/8	27.4	34.9	0.18	OC, R	I
40	17	14:30	-21.2	165.7	1,2,3	0.54	9.4 (104)	33	3/8	27.6	34.9	0.34	CS	I
41	17	15:25	-21.2	165.7	1,2,3	0.47	12 (121)	21	4/8	27.2	34.9	0.60	HILV, R	I
42	18	15:03	-21.6	166.5	1,2,3	0.52	9 (124)	343	4/8	27.0	35.1	0.21	HILV	E
43	18	16:30	-21.7	166.5	1,2,3	0.32	13.6 (121)	26	6/8	27.2	35.0	0.19	CS, R	I
44	19	7:42	-21.9	166.6	1,2,3	0.42	8.4 (164)	52	7/8	27.4	35.0	0.40	HILV	I
45	19	11:40	-21.9	166.7	1,2,3	0.30	9.7 (124)	60	6/8	27.2	35.0	0.23	HILV, R	I
46	19	13:36	-21.9	166.8	1,2,3	0.16	9.7 (133)	112	3/8	27.0	35.2	0.15	CS, R	E
47	19	16:39	-22.0	166.7	1,2,3	0.28	9.7 (104)	51	2/8	27.4	34.9	0.26	CS, R	I
48	20	7:21	-22.0	166.8	1,2,3	0.25	5 (140)	55	6/8	27.6	34.7	0.29	HILV	I
49	20	11:22	-21.9	166.9	1,3	0.28	10 (127)	224	5/8	27.0	35.1	0.16	HILV, R	E
50	20	14:04	-22.1	167.0	1,3	0.26	11.4 (124)	74	3/8	26.9	35.1	0.26	CS, R	E
51	20	16:41	-22.2	167.0	3	0.36	9.6 (142)	50	7/8	27.2	34.7	0.26	OC	I
52	21	7:36	-22.4	166.9	1,2,3	0.25	7.8 (121)	46	3/8	26.2	34.9	0.25	HILV	I
100	19	14:16	-21.9	166.7	no data	0.39	9.7 (127)	46	3/8	26.9	35.0	no data	HILV, R	I
101	20	9:42	-22.0	166.8	1,3	0.27	10.9 (135)	48	3/8	27.0	35.0	no data	HILV, R	I
102	20	16:00	-22.1	167.0	1,3	no data	7.4 (112)	46	3/8	27.1	34.9	no data	HILV	I

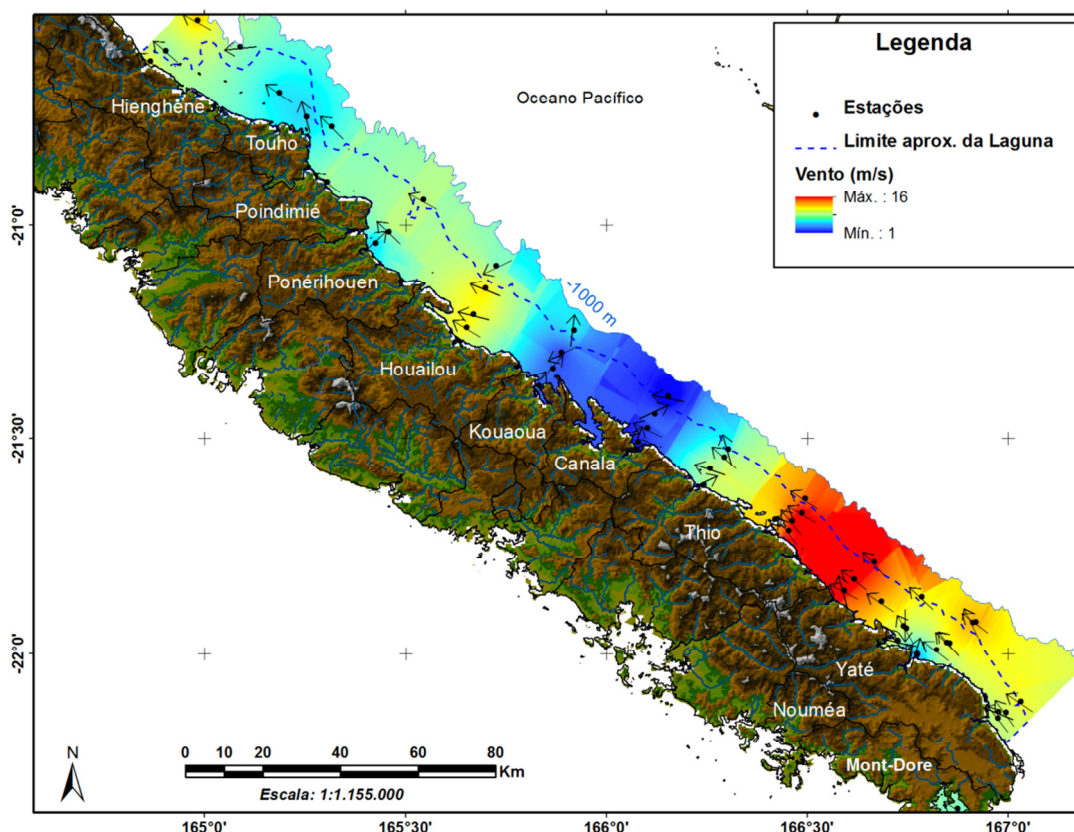


Figura 6.1 - Direção e velocidade do vento amostrados durante o cruzeiro CALIOPE 2. Setas em cinza-claro indicam a direção do vento e a velocidade (m/s) é apresentada em escala de cores. O limite aproximado da laguna dado pela barreira de corais submersas está indicado na figura.

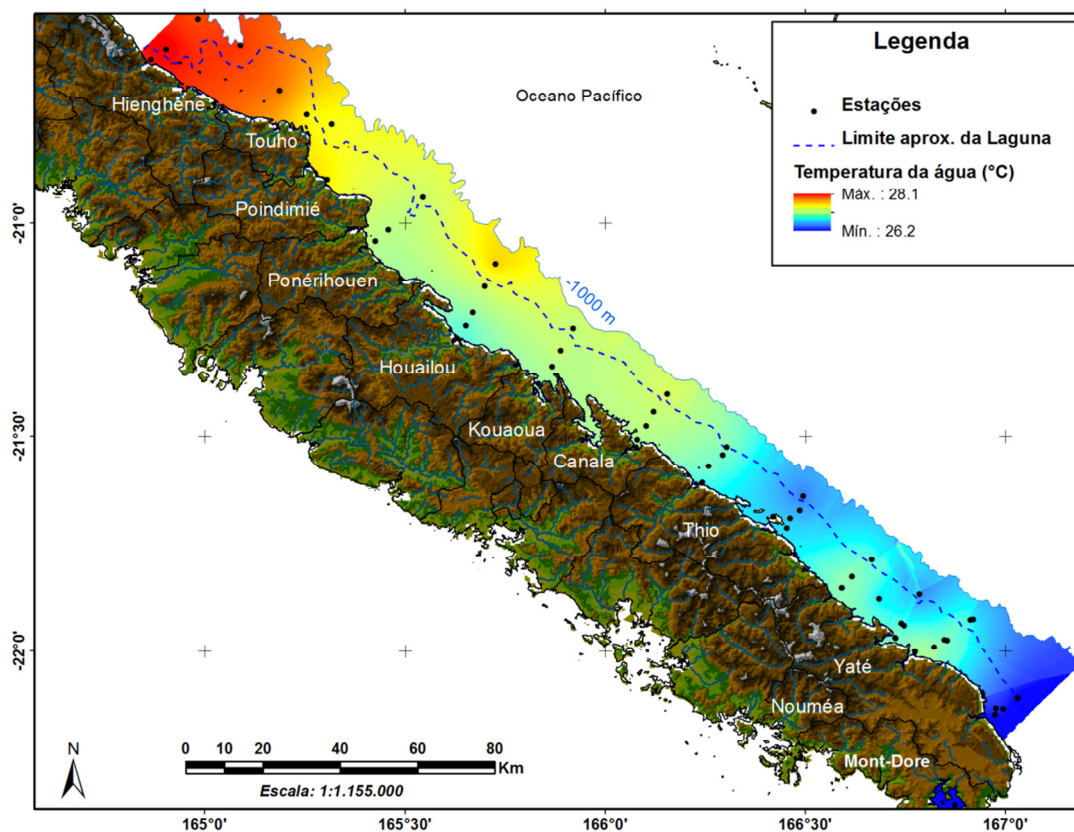


Figura 6.2 - Temperatura na superfície da água (°C) em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

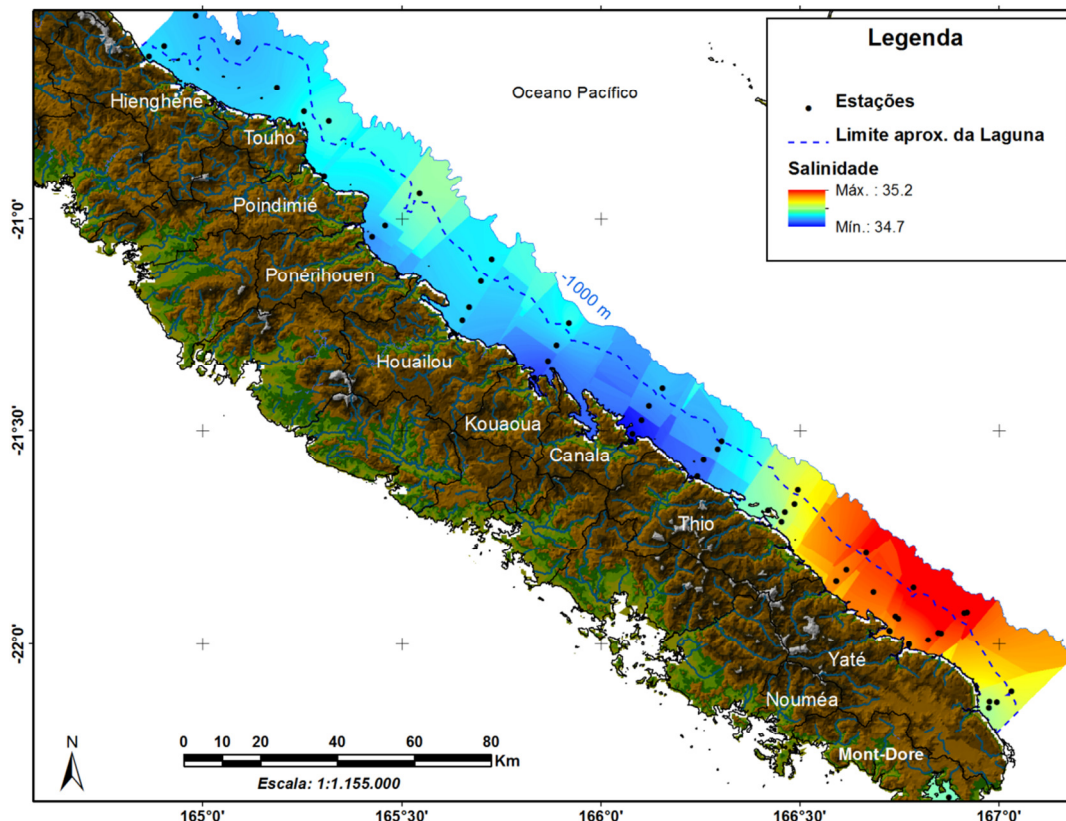


Figura 6.3 - Salinidade na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

Em zonas lagunares, a cor do mar é influenciada principalmente pela turbidez e batimetria (OUILLOON et al., 2008; MINGHELLI-ROMAN et al., 2010). No geral, as águas superficiais do Mar de Coral são oligotróficas, típicas de recifes de corais, com massas de água abaixo da termoclina ricas em nutrientes. A turbidez apresentou valores mínimos de 0,12 (NTU) ao sul da LLNC e máximos de 1,09 (NTU) em porções mais costeiras entre os municípios de Houailou e Thio (Figura 6.4) coincidindo com os municípios que juntos, abrangem os 11 pontos de extração de minério na região leste da ilha (Figura 5.1). A presença de atividades de mineração contribui também no aumento dos fenômenos de elevação da turbidez em águas costeiras da Nova Caledônia, principalmente em função das fortes chuvas que culminam no aumento do aporte de águas continentais das bacias hidrográficas (DUPOUY et al., 2013).

De modo geral, as condições meteorológicas locais inibem a dispersão das águas de menor transparência associadas à região mais próxima à costa. Mesmo em épocas chuvosas, dificilmente as plumas turvas conseguem se separar da costa. Entretanto, na missão VALHYBIO em abril de 2008 durante o episódio La Nina (com 3 meses de

chuva), o fitoplâncton e partículas mais finas foram dispersos, se espalhando pela laguna até meados do Canal Lealdade (Îles Loyauté) (DUPOUY, et al. 2013).

A concentração de nitrito+nitrato (NO_x) (Figura 6.5) variou entre 0,003 e 0,259 µmol/l e, foram relativamente maior (> 0,1 µmol/l) em regiões mais próximas à costa no município de Thio e Ponérihouen. Os valores obtidos no presente estudo são altos comparados aos obtidos por Le Borgne et al. (1997) com valores de NO_x na coluna de água entre 0,03 e 0,059 µmol/l amostrados em Ulvea (ilha próxima à LLNC) durante o mês de setembro de 1992. Neste mesmo estudo, valores de NO_x amostrados em camadas mais profundas no interior da laguna registraram valores médios de ~ 0,262 µmol/l, próximos aos valores máximos obtidos em superfície no presente estudo.

Aporte de rios na LLNC com concentrações elevadas de NO_x variando entre ~ 0,6 e 4,5 µmol/l nos rios Yaté (rio represado logo acima) e Ouiné (fortes impactos de mineração) respectivamente (ambos localizados na região do município Yaté), são apresentados por Fuchs, et al 2012. Em regiões externas a laguna sudoeste da Nova Caledônia, os valores mais altos de NO_x e PO₄, se comparados a águas oceânicas, foram de 0.21 e 0.04 µmol/l respectivamente atribuídos a ressurgência na região.

As maiores concentrações de fosfato (PO₄, Figura 6.6) com valores acima de 0,15 µmol/l (até 0,53 µmol/l) foram registradas entre as regiões central e norte da laguna nas proximidades do município de Ponerlhouen e Houailou e em estações mais oceânicas como e.g. 35, 42, 43, 46, 49 e 50. Concentrações inferiores (0,01 µmol/l) foram encontradas no verão em regiões externas à LLNC (BROEK, et al. 2004). Os valores de sílica (SiO₂, Figura 6.7) variaram entre 2,8 e 8,1 µmol/l, sendo as menores concentrações (< 4 µmol/l) registradas a sul da LLNC.

Menores concentrações de nutrientes são encontradas em águas oceânicas do Pacífico Sul. Claustre, et al. (2008) com amostragens em 15 °S e entre 132 e 123 °W e Dufour et al. (1999) com coletas na região central do Oceano Pacífico Sul, obtiveram valores de no máximo 0,003 µmol/l (entre 0 e 100 m) para nitrato, 0,01 µmol/l para NO_x, 1 µmol/l para sílica e entre 0,02 e 0,1 µmol/l para fosfato. Estes valores são inferiores aos obtidos em águas superficiais na costa do Chile devido a fortes ressurgências costeiras na região (RAIMBAULT et al. 2008). Em camadas de água entre 0 e 100 m de profundidade, o

Oceano Pacífico, apresenta concentração de nutrientes muito inferiores quando comparada às camadas mais profundas (> 200 m) que podem variar entre ~ 5 e 40 $\mu\text{M/l}$ de nitrato, de ~ 1 a 3,5 $\mu\text{M/l}$ de fosfato e ~ 5 a 35 $\mu\text{M/l}$ de sílica (CLAUSTRE, et al. 2008).

Segundo VEGA et al., (2005) na região da Nova Caledônia, em águas de ~ 100 m de profundidade, a camada de mistura durante o inverno (junho a outubro) é mais homogênea e espessa com concentrações de fosfato acima de 0,2 $\mu\text{M/l}$. Durante o verão (dezembro a março), a coluna de água é altamente estratificada e de menor espessura (entre 20 e 50 m) com concentrações de fosfato inferiores a 0,15 $\mu\text{M/l}$. Segundo Dupoy et al. (2014), o estado trófico da laguna depende do tempo de residência da água e da dinâmica de entrada de águas oceânicas nas pequenas passagens a sudoeste da ilha. Estes fatores podem modificar a concentração de partículas minerais, fitoplâncton e CDOM, variando o estado trófico da laguna entre oligotrófico a mesotrófico. A média anual de Cla e turbidez foram de 0,07-0,5 mg/m^3 , e 0,20-16 g/m^3 , respectivamente.

Os nutrientes inorgânicos são essenciais à produtividade primária, e são utilizados por organismos autotróficos na síntese da matéria orgânica. O nitrogênio, o fósforo e a sílica (biogênica) são os elementos mais importantes no metabolismo de ecossistemas aquáticos. A sílica é utilizada pelas diatomáceas na elaboração de sua carapaça. A presença desse composto no ambiente aquático é proveniente principalmente da decomposição de minerais de silicato de alumínio.

O enriquecimento em ambientes costeiros tem sido associado a mudanças na composição fitoplanctônica, como a substituição de pequenas espécies de fitoplâncton (e.g. *Skeletonema costatum* e *Leptocylindricus danicus*) por grandes espécies de diatomáceas (*Chaetoceros* spp.), por dinoflegelados (e.g. *Prorocentrum* spp. e *Gymnodinium* spp.) e espécies potencialmente tóxicas (e.g. *Heterosigma akashiwo*) que foram associadas à mortandade de peixes na Nova Zelândia, Chile, e Columbia Britânica (LIVINGSTON, 2000; LONGHURST, 1998).

As variações da concentração de Cla podem auxiliar na classificação do estado trófico de um corpo de água. Babin et al., 2003 classificou os corpos de água da seguinte forma: Cla inferiores a 0,1 mg/m^3 são águas oligotróficas, entre 0,1 e 1 mg/m^3

mesotróficas e maiores que 1 mg/m^3 eutróficas. Dupouy et al. (2012) e Neveux, et al. (2009) em águas amostradas na laguna sudoeste, encontraram uma grande variação nos valores de *Cla* ($\sim 0,08$ e 10 mg/m^3), sendo $\sim 91 \%$ das amostras classificadas como mesotróficas e $\sim 5 \%$ eutróficas. Este fato foi atribuído à ressurgências (GANACHAUD et al., 2010), e / ou ondas internas de maré (NEVEUX et al., 2010) que trazem nutrientes de águas mais profundas. Durante a temporada de verão, florações de *Trichodesmium* são relatadas na região, aumentando a *Cla* na superfície em extensas regiões da laguna sudoeste (DUPOUY, et al. 2011).

No presente estudo, a *Cla* (Figura 6.8) variou entre $0,13$ e $0,89 \text{ mg/m}^3$ sendo classificada dessa maneira, como águas mesotróficas. Os máximos de *Cla* foram registrados entre as regiões de Canala e Thio, coincidindo com regiões onde a temperatura foi mediana ($\sim 27 \text{ }^\circ\text{C}$), a salinidade foi menor ($\sim 34,8$) e a turbidez foi maior ($\sim 1 \text{ NTU}$). Uma moderada correlação entre os dados de *Cla* e turbidez foi obtida ($r = 0,63$). Para os valores de temperatura e salinidade a correlação foi fraca ($r < 0,3$).

Os valores de *Cla* obtidos no cruzeiro CALIOPE1 (MURAKAMI, et al. 2012, DUPOUY, et al. 2014), foram inferiores aos obtidos no CALIOPE 2. A maior *Cla* registrada no CALIOPE 2 é atribuída a uma maior influência do Rio Thio, localizado em uma região com extensas atividades de mineração entre Thio e Canala, e aos fortes ventos registrados nos dias anteriores as amostragens nessa região (DUPOUY, et al. 2014).

A partir da avaliação dos dados oceanográficos as estações foram classificadas como internas (I) e externas (E) à LLNC, levando em consideração a profundidade local ($I < 75 \text{ m}$, $E > 75 \text{ m}$, Tabela 6.1). Esta classificação foi utilizada na comparação entre dados de *Cla* processadas em laboratório e aquelas estimadas por modelos de cor do oceano aplicado aos dados de R_{rs} *in situ* e através do processamento de imagens MODIS-Aqua (nível L1 para L2) (Capítulo 6.5).

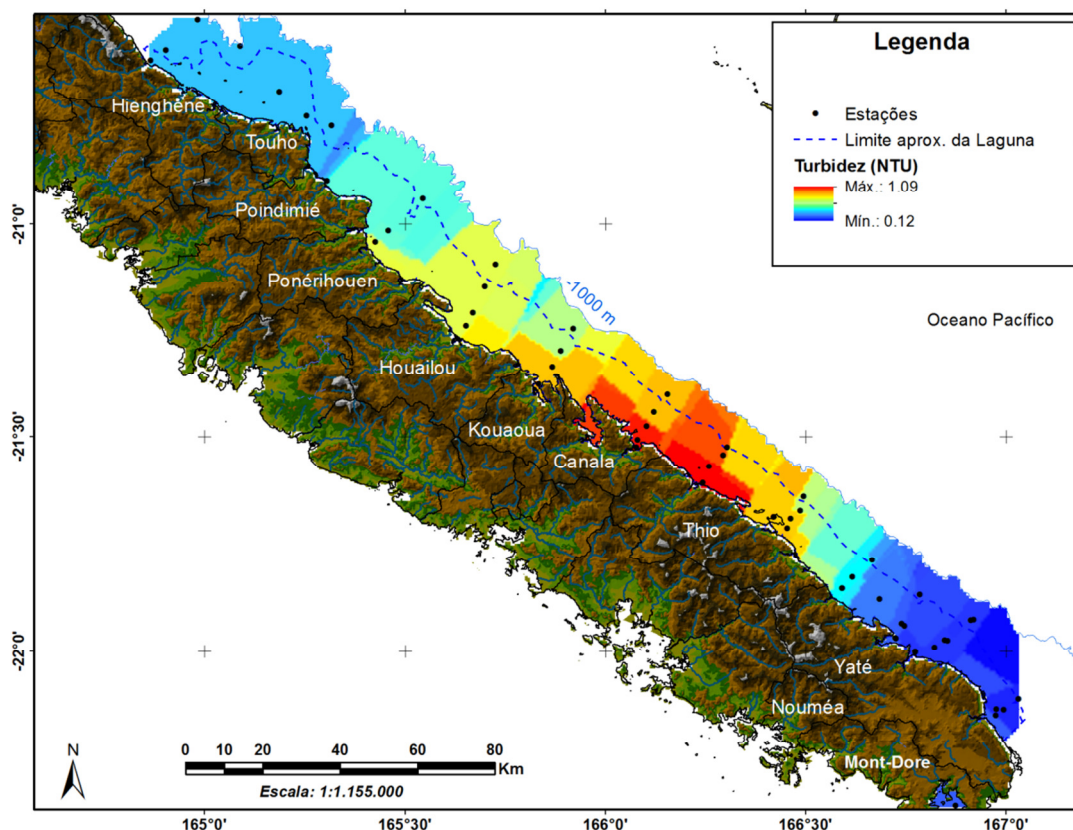


Figura 6.4 – Turbidez (NTU) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

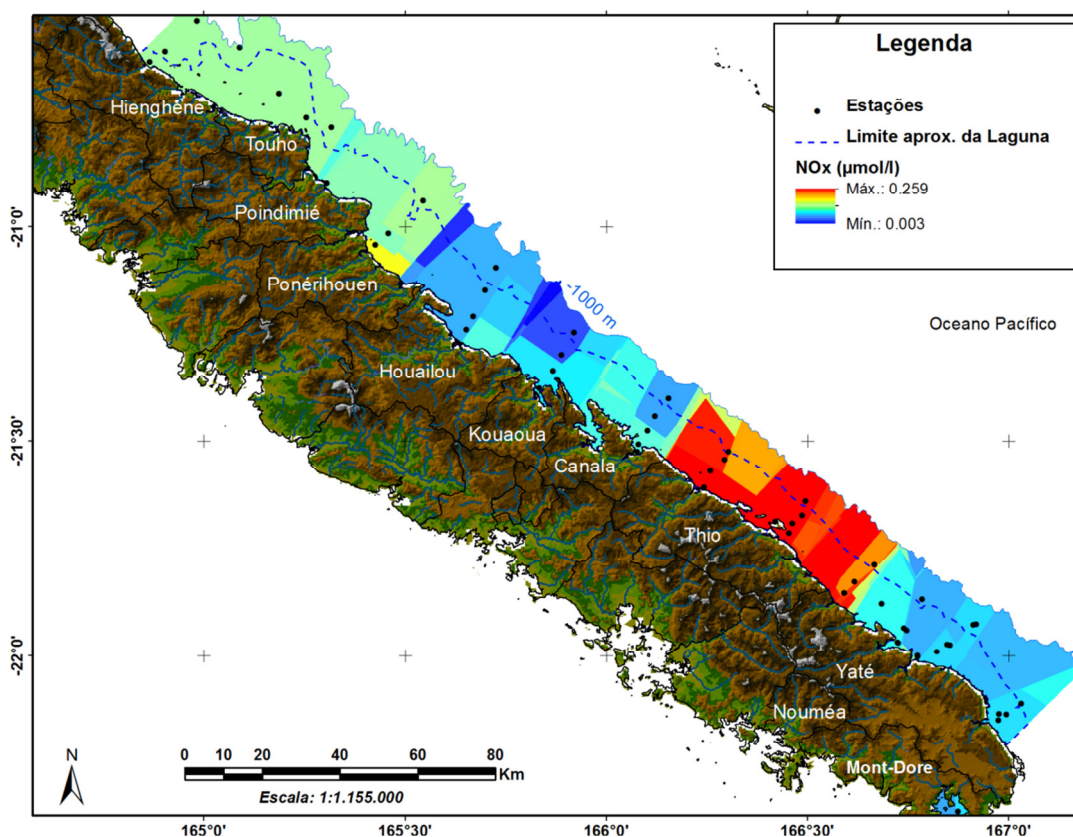


Figura 6.5 – Concentração de NOx ($\mu\text{mol/l}$) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

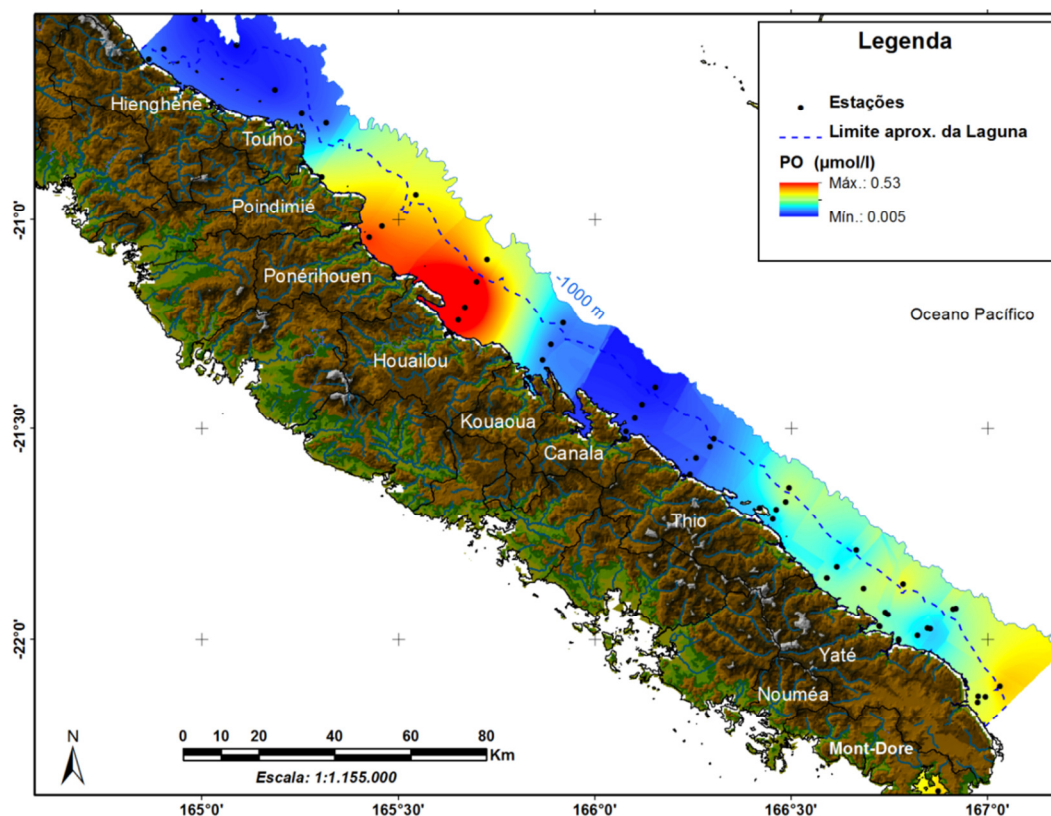


Figura 6.6 – Concentração de PO_4 ($\mu\text{mol/l}$) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

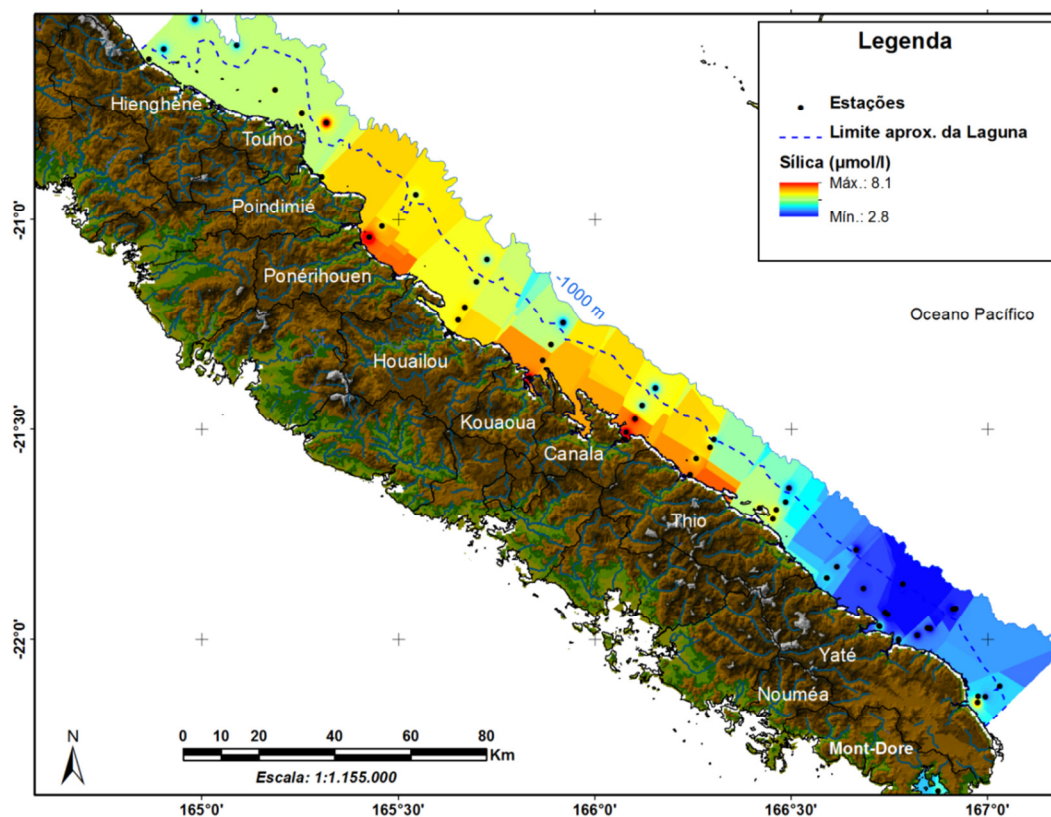


Figura 6.7 – Concentração de SiO_2 ($\mu\text{mol/l}$) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

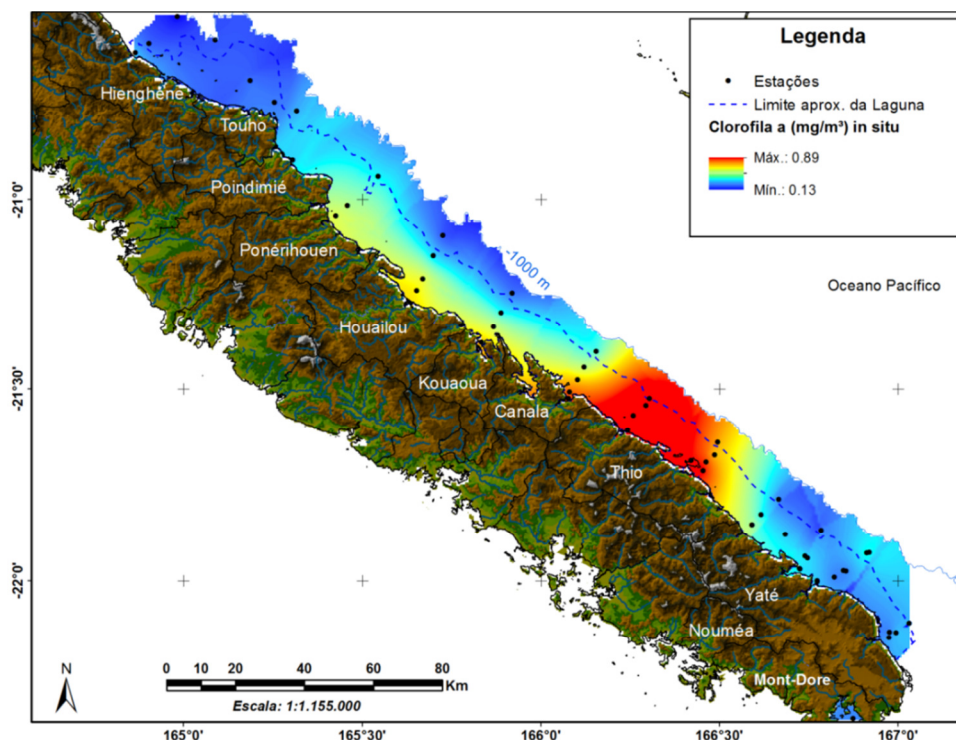


Figura 6.8 – Cla (mg/m^3) na superfície da água em 52 estações no período de 8 a 21/03/2014.

O diagrama Temperatura-Salinidade (TS) (Figura 6.9) mostra que até aproximadamente 50m de profundidade a temperatura teve pouca variação, entre ~ 28 e $26,5^\circ\text{C}$ e densidade média de $22,8$ (σ_t). Uma diferença abrupta é observada em $\sim 26,5^\circ\text{C}$ e, na sequência, a temperatura apresenta um maior gradiente entre os 70 e 120m.

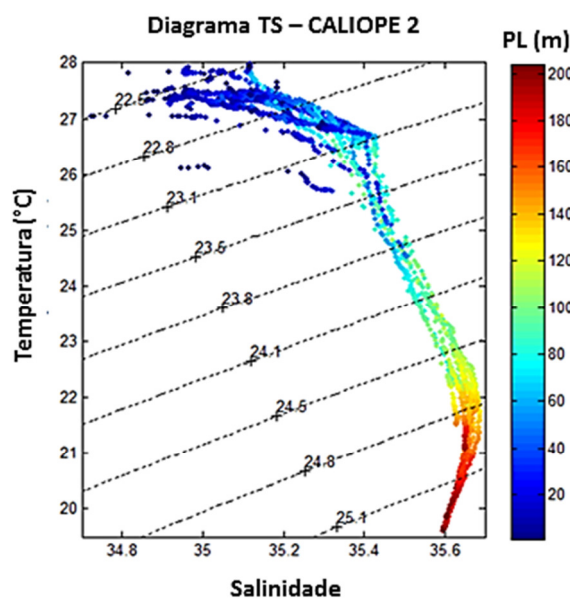


Figura 6.9 – Diagrama de temperatura ($^\circ\text{C}$), salinidade e densidade (σ) pela profundidade do perfil (PL em metros) de dados amostrados com CTD durante a campanha CALIOPE 2.

Os maiores valores de salinidade (~ 35.9) foram encontrados em profundidades entre 120 e 150 m. Nesta profundidade a temperatura foi de aproximadamente $21/22\text{ }^{\circ}\text{C}$ e densidade média de $24.8\ (\sigma_t)$. A profundidade da camada de mistura geralmente é definida onde a temperatura registra $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a menos que a temperatura da superfície do mar (ALORY et al., 2006).

Nas Figuras 6.11, 6.12 e 6.13 são apresentados os 11 transectos ilustrados na Figura 6.10 para dados de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), salinidade, turbidez (NTU), PAR (ao longo da coluna de água) e fluorescência (dada em unidade de $\text{Cla}\ (\text{mg}/\text{m}^3)$, mas sem ajuste local). Transectos com profundidades superiores a 70 m foram realizados na região externa da laguna e entre as principais conexões com mar aberto. A profundidade local variou entre 11,2 a 74 m no interior da laguna e 94,2 a 1011 m em locais mais externos.

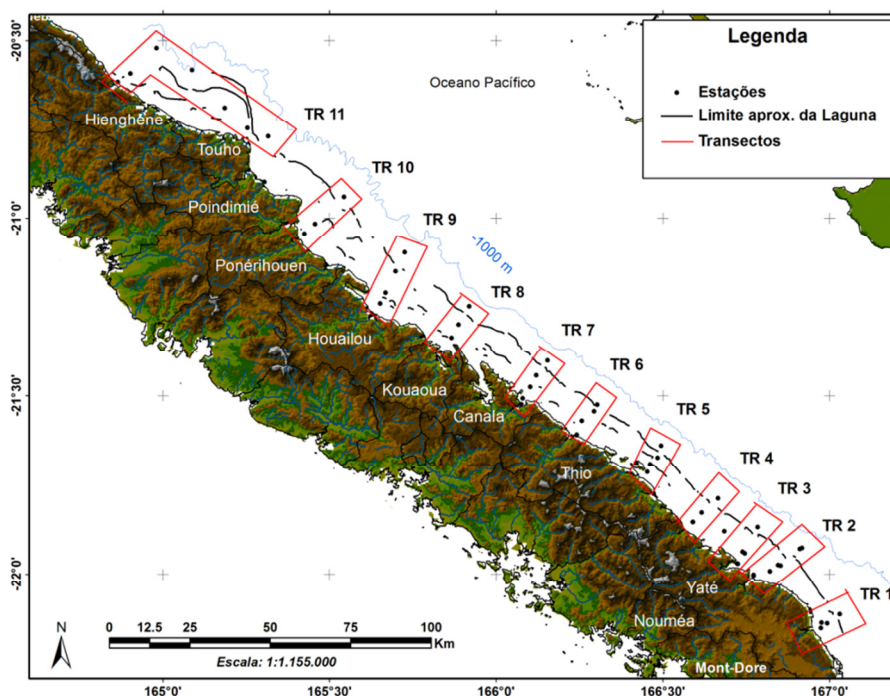


Figura 6.10 – Organização dos transectos analisados com amostragens de CTD.

Nos perfis de salinidade (Figura 6.11) é possível observar a estratificação entre águas menos salinas e mais salinas entre ~ 20 e 30 m de profundidade no interior da laguna. Os transectos 1 e, 5 a 10 mostram uma maior influência do aporte de rios na região costeira, enquanto que, os transectos 2, 3 e 4 parecem ser mais influenciados por águas oceânicas de maior salinidade. Na região mais próxima à linha de costa uma água de temperatura ligeiramente menor ($\sim 26,5^{\circ}\text{C}$) predomina provavelmente resultante da

mistura de águas doces e de menor temperatura provenientes de rios (Figura 6.11). Na porção mais externa da laguna, as águas relativamente mais frias podem estar relacionadas à mistura de águas mais profundas e oceânicas em contato com os recifes de coral ressurgindo devido à geometria do talude. Águas de temperatura mais baixa ($\sim 25^{\circ}\text{C}$) com uma termoclina delimitada, na maior parte dos transectos, entre as profundidades de 80 a 100 m tiveram maior influência sob a região lagunar nos transectos 1 e 2 (Figura 6.11).

A turbidez (Figura 6.12), como esperado, foi maior em estações mais costeiras, apresentando maiores valores próximos à superfície nos transectos 6, 7, 8 e 10 e entre 20 e 50 m de profundidade nos transectos 1, 2 e 3. O oposto foi registrado nas medições da radiação fotosinteticamente ativa (Figura 6.12) uma vez que a turbidez limita a entrada de luz no sistema. Em regiões de menor turbidez, externas a laguna, a PAR chegou até aproximadamente 80 m de profundidade.

A fluorescência (Figura 6.13) apresentou padrões bastante semelhantes aos perfis de turbidez. Dessa maneira a maior turbidez na laguna pode estar relacionada a uma maior concentração fitoplanctônica e outros fatores como e.g. intensidade da luz e estado fisiológico do fitoplâncton. Entre os 11 transectos, o 5 e o 6 foram os que apresentaram maiores valores de fluorescência próximos à superfície em regiões costeiras, coincidindo com as maiores *Cla* encontradas na LLNC. Nas áreas mais externas da laguna em águas de menor turbidez, os maiores valores de fluorescência foram registrados em águas mais profundas, fato também constatado por Le Borgne, et al. (1997) em Ulvea. Dados amostrados por Fuchs, et. al. (2012) em águas oceânicas na região sul da LLNC, apresentam perfis verticais de fluorescência com maiores valores obtidos entre 30 e 50 m de profundidade validados com dados da *Cla* (entre 0,2 e 0,6 mg/m^3), os quais se assemelham aos transectos 1, 2 e 3. Humphrey (1970) em expedição oceanográfica na região entre 125°E e 160°W e entre 20°N e 50°S , concluiu que na maior parte das estações oceânicas amostradas, as camadas máximas de *Cla* foram a 100 m, exceto no verão, quando esta profundidade foi de 75 m. Excluindo-se as áreas muito costeiras e as interações das águas com a barreira lagunar, a ZEE da Nova Caledônia é considerada oligotrófica, com uma profundidade média de nitraclina de aproximadamente 110 m de profundidade (MINGHELLI-ROMAN et al., 2010).

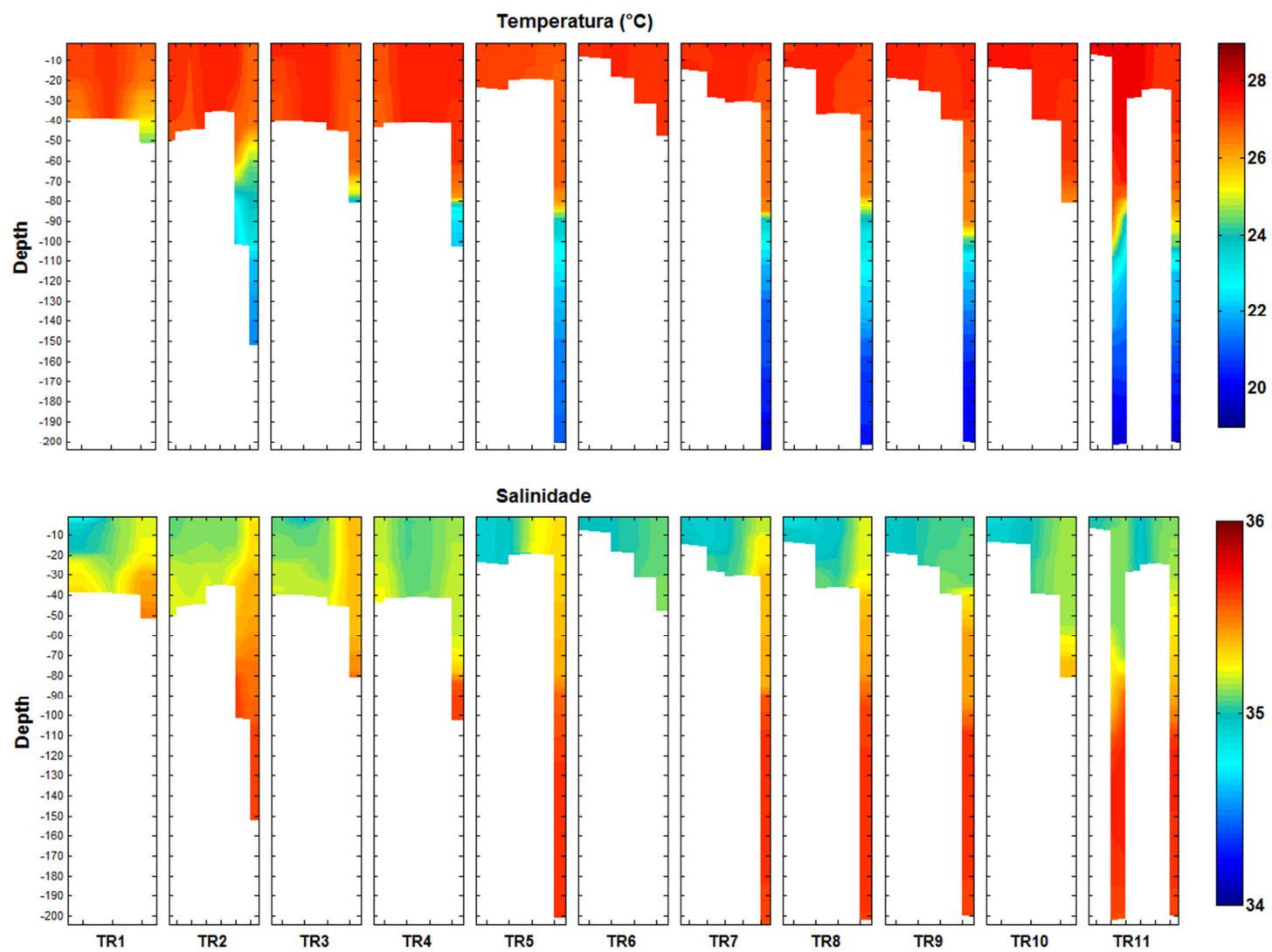


Figura 6.11 - Temperatura (°C) e Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).

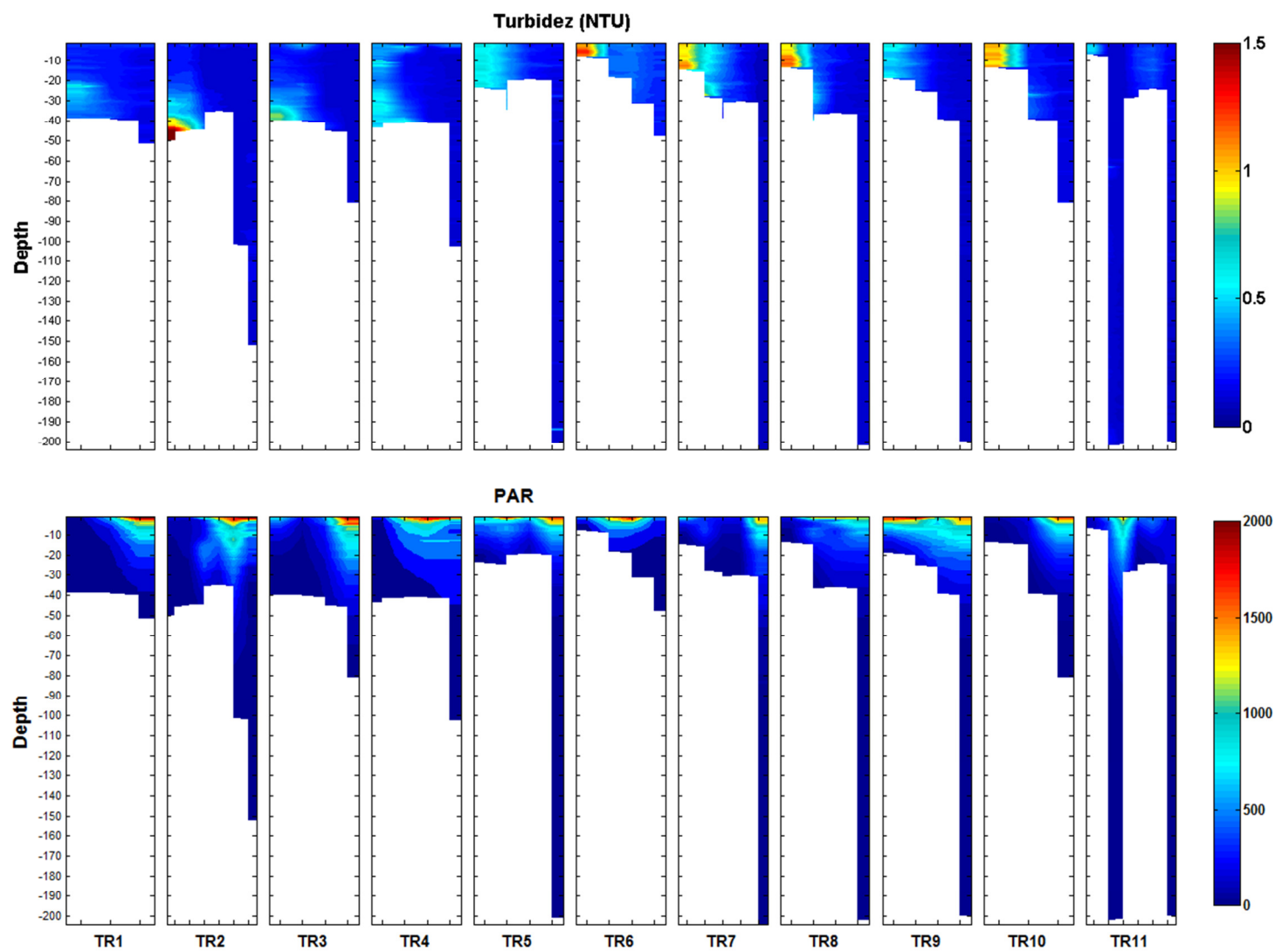


Figura 6.12 - Turbidez (NTU) e PAR Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).

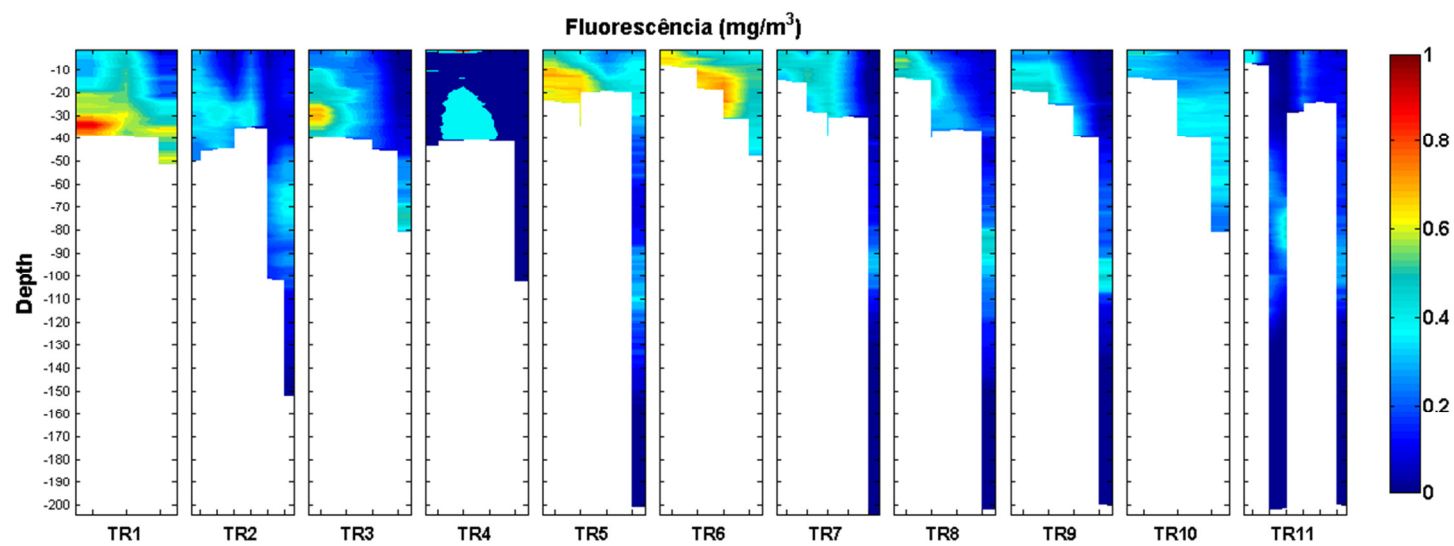


Figura 6.13 - Fluorescência (mg/m³) Salinidade pela profundidade (Depth) (m) do perfil com CTD analisadas por transectos (Figura 6.10).

6.2. Radiometria

6.2.1. Medidas Radiométricas Acima da Água: FieldSpec® HandHeld

Na Figura 6.14 são apresentados quatro resultados de correções aplicadas durante o processamento dos dados de radiância para obtenção da reflectância de sensoriamento remoto do equipamento FieldSpec® ($R_{rs}F$) em 50 estações consideradas válidas para o presente trabalho. As duas primeiras figuras apresentam os resultados do uso de um fator ρ (“FRho”) com valor fixo em 0,033 aproximado de acordo com as condições de ângulo solar e velocidade do vento para a maior parte das amostragens em comparação com os resultados utilizando valores do fator ρ modelados por Mobley (1999) de acordo com as condições específicas de cada estação. Na sequência, os dois gráficos abaixo mostram estes mesmos resultados aplicando a Correção Residual (CR) centrada no comprimento de onda 800 nm.

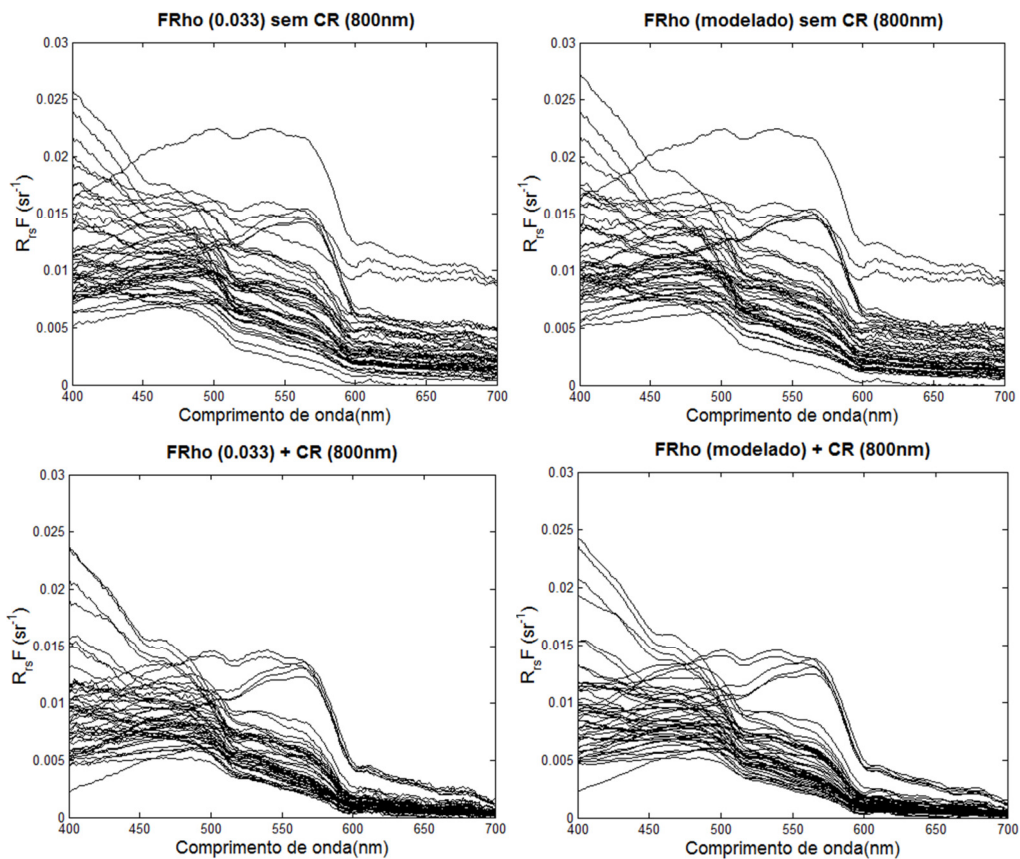


Figura 6.14 - Dados de R_{rs} do radiômetro FieldSpec ($R_{rs}F$ (sr^{-1})) por comprimento de onda. Os dois primeiros gráficos mostram a $R_{rs}F$ com fator ρ fixo em 0,0033 (esquerda) e modelado (direita; estimados por Mobley (1999)). Os dois gráficos na parte inferior da figura apresentam a $R_{rs}F$ com correção residual e fator ρ fixo em 0,0033 (esquerda) e modelado (direita; estimados por Mobley (1999)).

Os efeitos da reflexão do céu na superfície da água podem variar com a transmitância atmosférica, a umidade, velocidade do vento, cobertura de nuvens, inclinação solar, geometria de aquisição, dentre outros (MOBLEY, 1999; LEE et al. 2010). Medições com radiômetros acima da água associadas a condições ambientais desfavoráveis principalmente nas estações com fortes ventos (variando de 1 a 16 m/s durante o cruzeiro), horário de coleta muito cedo (antes das 9 h da manhã) ou tarde (após as 16h) com ângulo zenital solar alto e cobertura de nuvem variável durante a coleta estão entre os fatores de maior influência sobre a resposta espectral, em especial nos dados obtidos com o radiômetro FieldSpec. Sob estas condições somadas a amostragens de águas costeiras e opticamente complexas, as incertezas podem ser superiores a 50 % na recuperação da Cl_a (TOOLE et al., 2000; HOOKER; MOREL, 2003; RUDORFF, et al. 2014).

Sob condições de menor ângulo solar (mais próximos ao nadir) e fortes ventos, o valor modelado do fator ρ tende ser maior (maior brilho) o que consequentemente diminui os valores de L_w e da $R_{rs}F$. De 50 amostras, 13 foram realizadas entre 10 e 14h (Tabela 6.1) e, dentre estas, 10 estações (3, 8, 9, 13, 17, 35, 45, 46, 49 e 50) apresentaram ventos superiores a 8,5 m/s e cobertura de nuvens igual ou inferior a 6/8.

Nessas 10 estações, o fator ρ modelado foi maior que $\sim 0,035$ (máximo de 0,054) o que proporcionou uma redução maior nos valores de $R_{rs}F$ em relação às demais estações. Nas 37 estações restantes, os resultados da $R_{rs}F$ processadas com valores fixados em 0,033 e modelados foram mais semelhantes, uma vez que nas demais condições amostradas o valor modelado do fator ρ não ultrapassa 0,035.

Dessa maneira, a correção utilizando o fator ρ modelado é ainda mais necessária em casos onde o ângulo solar é inferior a 30° e os ventos maiores que 5 m/s (MOBLEY, 1999; TOOLE et al., 2000; HOOKER; MOREL, 2003; LEE et al., 2010; RUDORFF, 2013).

Mesmo com os critérios adotados quanto à geometria de aquisição e evitando interferências como espumas, bolhas, sombra do navio e corrigindo a interferência do brilho da irradiância solar na água (fator ρ) nas amostragens dos dados radiométricos acima da água, os valores de $R_{rs}F$ mantiveram-se elevados em relação as R_{rs} dos demais

equipamentos utilizados nas amostragens (com radiômetros submersos). Neste caso, a Correção Residual (CR) (MUELLER, et al. 2003) foi aplicada removendo de todo espectro o resultado da média dos valores entre 790 e 810 nm. Os resultados após aplicação da CR apresentados na Figura 6.14 (gráficos inferiores) mostram as $R_{rs}F$ mais homogêneas entre as amostras.

O processamento da $R_{rs}F$ selecionado foi aquele em que a CR e o fator p modelado de acordo com Mobley (1999) (Figura 6.14: “FRho (modelado) com CR (800nm)”) foram aplicados. Este resultado, quando comparado aos equipamentos Satlantic e TriOS (ver 6.2.3 e 6.2.4), mostra uma maior coerência nos valores dos espectros amostrados. O processamento selecionado teve ainda uma redução de ruídos, valores espúrios e suavização dos espectros quando submetido a uma média móvel com janela de 3 pontos (Figura 6.14: “FRho (modelado) com CR (800nm)”). Apesar do esforço na correção de fatores de influência na $R_{rs}F$, ainda é possível verificar valores bastante elevados ($> 0,015 \text{ sr}^{-1}$).

6.2.2. Medidas Radiométricas Submersas: TriOS e Satlantic

Dados de reflectância de sensoriamento remoto amostrados com o radiômetro TriOS ($R_{rs}T$) em 49 estações são apresentados na Figura 6.15. Como não foram realizados perfis verticais com este equipamento (instalado em plataforma flutuante), somente os valores de L_u e E_s foram gerados tendo como única possibilidade o cálculo da $R_{rs}T$ através da razão de L_w por E_s .

Este equipamento fixo em sub-superfície (2 cm) mede a radiância (L) submersa, e portanto sem interferências da reflexão da superfície do mar. Dessa maneira, necessita apenas considerar valores de transferência ar-água que podem ser considerados constantes (e.g. fator global referente ao efeito de mudança do FOV entre a interface água/ar: 1,796; índice de reflectância Fresnel para a água do mar: 0,025; e o índice de refração da água do mar: 1,345), independente das condições atmosféricas e do estado de agitação do mar na recuperação de L_w (FROIDEFOND; OUIILLON, 2005). Dessa maneira menores valores de $R_{rs}T$ ($< 0,01 \text{ sr}^{-1}$) podem ser observados (Figura 6.15), principalmente nos menores comprimentos de onda onde equipamentos como o

FieldSpec (acima da água) sofrem maior interferência resultante da reflexão do céu na superfície do mar.

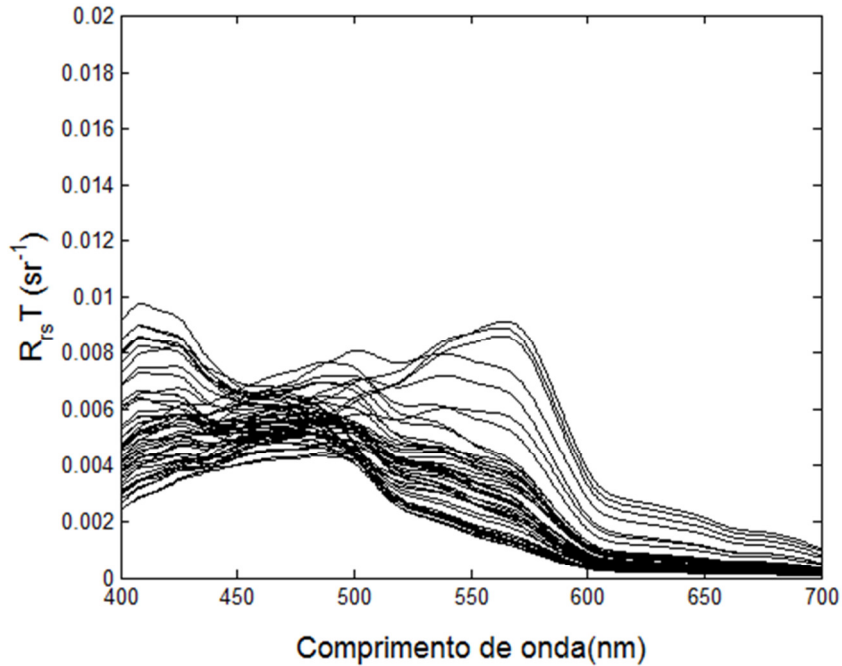


Figura 6.15 – Gráfico da reflectância de sensoriamento remoto do equipamento TriOS ($R_{rs}T$ (sr^{-1})) por comprimento de onda.

Dados de reflectância de sensoriamento remoto amostrados com o radiômetro Satlantic ($R_{rs}S$) com 39 amostragens válidas são apresentados na Figura 6.16. Com este equipamento, além de L_u (perfil vertical) e E_s (emerso), foram mensurados os valores E_d em perfis verticais possibilitando o cálculo da $R_{rs}S$ através da razão de L_w por E_d devido a falhas no equipamento emerso (medições de E_s) durante a aquisição dos dados.

Falhas nas medições de E_d nos maiores comprimentos de onda também foram observadas (> 650 nm). Estas falhas podem ser atribuídas ao decaimento rápido do sinal de E_d com o aumento da profundidade e comprimento de onda, além de interferências como e.g. bolhas, variação da luminosidade e deflexão dos raios por ondas de superfície. Dessa maneira, comprimentos de onda maiores que 650 nm ficam ruidosos e por vezes inutilizados após o processamento.

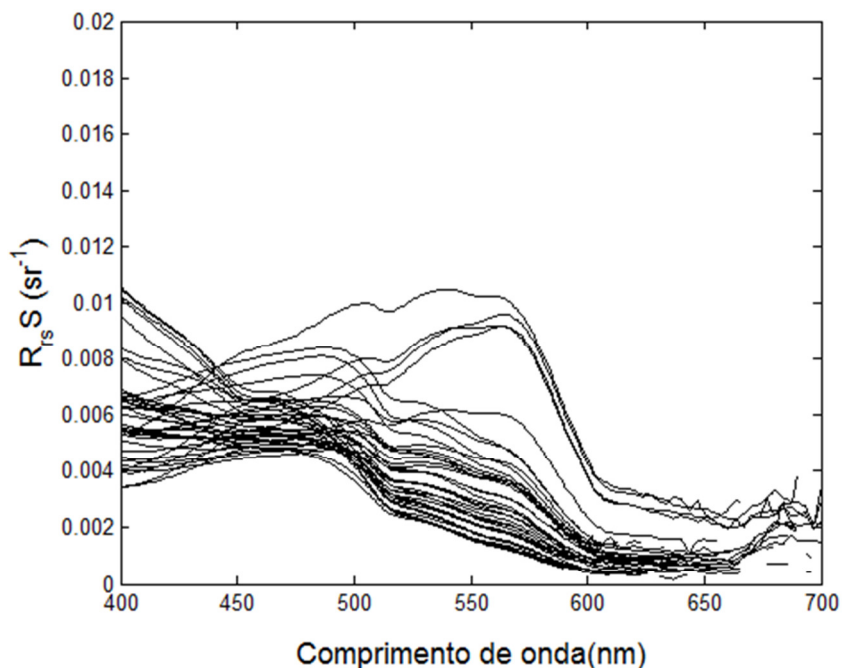


Figura 6.16 - Gráfico da reflectância de sensoriamento remoto do equipamento Satlantic ($R_{rs}S$ (sr^{-1})) por comprimento de onda.

O ajuste polinomial antes da extrapolação de $E_d(\lambda, 0^-)$ para $E_d(\lambda, 0^+)$ através do K_d (490 nm) foi um fator positivo na remoção de ruídos em perfis com mar agitado e ventos fortes. Por sua vez, o uso de profundidades maiores (até a faixa de 11 a 15 m) e, por tanto variáveis, no cálculo do K_d (490 nm) também pode ter ajudado a reduzir possíveis superestimação nos dados de $E_d(\lambda, 0^+)$. O teste Z_{90} demonstrou não haver influência de fundo nos dados perfilados mesmo nas estações mais rasas (~10 m) revelando uma água pouco transparente nestas estações.

6.2.3. Fator de Reflectância Bidirecional (FRB)

O Fator de Reflectância Bidirecional (FRB), além da geometria de aquisição e ângulo solar, leva em consideração também os valores do comprimento de onda e da Cla (bem como outros COA). Aplicando esta correção aos valores de R_{rs} *in situ* obtidos pelos diferentes métodos, a R_{rs} tendeu a diminuir principalmente para o método acima da água (com visada em 45°), para condições de ângulo zenital solar elevado ($>45^\circ$) e águas mais turvas (com maiores valores de $R_{rs}(555)$) (Figura 6.17 e 6.18). Isso porque em tais condições o L_w é mais elevado, i.e, quando medido fora do nadir e sem que o sol esteja em zênite (MOREL; GENTILI, 2002).

A magnitude da correção do FRB aumenta com o aumento da Cla e com o aumento do ângulo solar (MOREL; GENTILI, 2002). Em estações onde a Cla esteve mais próxima de $0,1 \text{ mg/m}^3$ (total de 9 estações) executadas em horários onde o ângulo solar não excede $\sim 30^\circ$ o FRB utilizado variou entre $\sim 0,99$ e $1,10$ sendo os menores valores aplicados aos comprimentos de onda na região do azul.

Em estações onde maior variação do ângulo solar e concentrações de Cla próximas de $0,3 \text{ mg/m}^3$ (38 estações) os valores de FRB variaram entre $\sim 0,9$ a $1,$, com maiores valores aplicados aos comprimentos menores que $\sim 443 \text{ nm}$ e maiores que $\sim 600 \text{ nm}$.

Já para concentrações de Cla mais próximas de 1 mg/m^3 (total de 7 estações dentro da LLNC), os valores de FRB variaram entre aproximadamente $0,8$ e 1 , sendo os comprimentos de onda entre os 412 nm , os maiores que 600 nm e com ângulos solares superiores ou inferiores a 45° os mais afetados.

A $R_{rs}F$ foi a que obteve maior redução de seus valores ($\sim 0,005 \text{ sr}^{-1}$, e.g. $R_{rs}F=0,025*0,8$) com a aplicação do FRB, porém, os resultados finais ainda apresentam valores mais elevados (principalmente nas bandas 412 e 443 nm) do que os métodos submersos (Figura 6.17 e 6.18).

De maneira geral, a $R_{rs}T$ e a $R_{rs}S$ apresentam valores espectrais mais semelhantes e portanto obtiveram resultados parecidos após a aplicação do FCB. Em ambos os resultados, foi observada uma maior homogeneidade nos dados de R_{rs} em cada estação amostrada.

As razões de bandas ($R_{rs}(412;443;490;510/555)$) não apresentaram diferenças aplicando a correção do FRB (Figura 6.18), indicando que o efeito provocado por este fator gera um viés correlacionado entre as bandas, que por sua vez é reduzido nas razões.

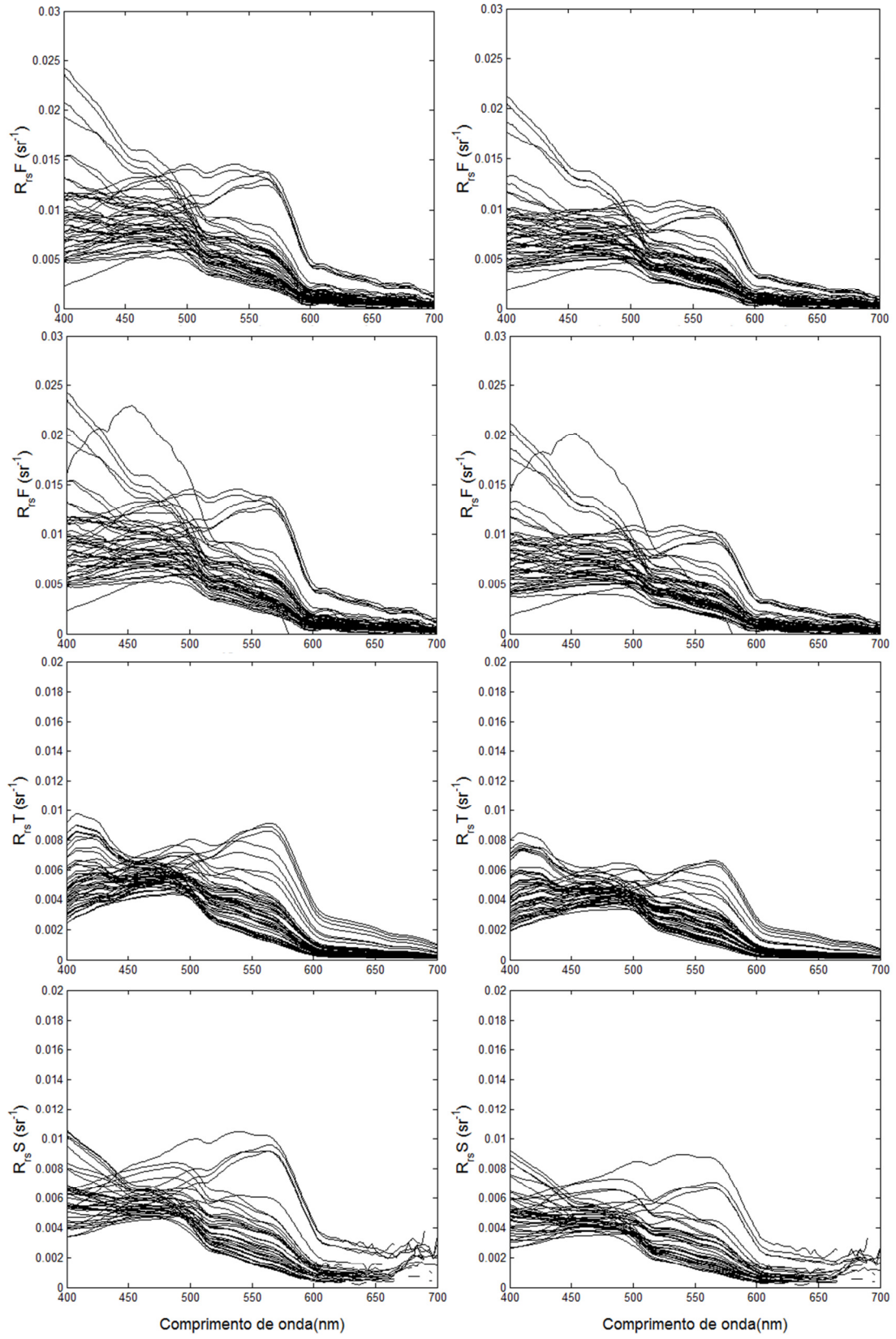


Figura 6.17 - Dados de $R_{rs}F$ ($N=50$), $R_{rs}T$ ($N=49$) e $R_{rs}S$ (E_d) ($N=39$) por comprimento de onda sem FCB (esquerda) e com FCB aplicado (direita).

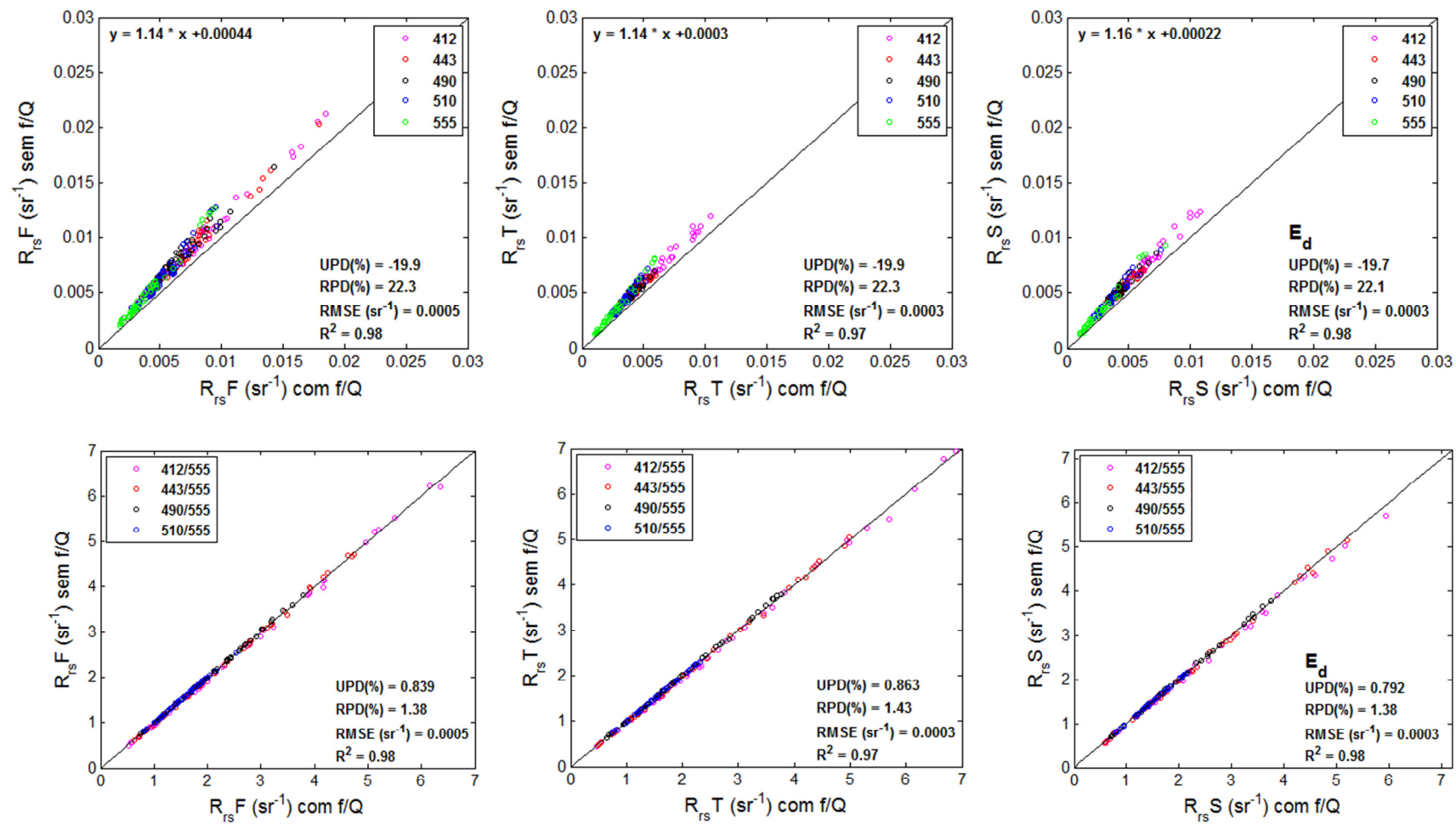


Figura 6.18 – Comparação de dados de R_{rs} sem correção do Fator de Correção Bidirecional (sem f/Q) e com correção (com f/Q) para cada banda e razão de bandas dos equipamentos FieldSpec ($R_{rs}F$) e TriOS ($R_{rs}T$) e Satlantic ($R_{rs}S$).

6.2.4. Comparação Radiométrica

As medidas de R_{rs} estimadas com os radiômetros FieldSpec, Satlantic e TriOS foram integradas com base nas bandas 412, 443, 490, 510 e 555 nm do sensor MODIS-Aqua e comparadas entre si.

O coeficiente de determinação (R^2), o erro médio quadrático (RMSE), a diferença percentual relativa modular (RPD ou *bias* total) e a diferença percentual imparcial (UPD ou *bias*) que é a diferença relativa entre as medidas, foram então estimadas seguindo métricas tradicionais para este exercício (TOOLE et al., 2001; HOOKER et al., 2002; RUDORFF et al. 2014).

Comparando a $R_{rs}F$ com a $R_{rs}S$, é possível verificar que as bandas da $R_{rs}F$ estão superestimadas em relação as bandas da $R_{rs}S$ com UPD variando entre ~ 46,5 e 47,7 % (Tabela 6.2). O mesmo pode ser observado quando comparamos às bandas de $R_{rs}F$ com as de $R_{rs}T$ que, no entanto, apresentam um R^2 relativamente maior em função do N amostral e um UPD variando entre ~ 41,7 e 50,9%, menor nos maiores comprimentos de onda (Tabela 6.2).

A diferença é maior para as bandas de menor comprimento de onda devido aos erros residuais provocados pela reflexão do céu na superfície do mar ainda presentes em $R_{rs}F$ (TOOLE et al., 2000; RUDORFF et al., 2014).

Entre os equipamentos TriOS e Satlantic (Tabela 6.2), uma pequena superestimação dos dados do radiômetro Satlantic foram obtidos (UPD entre -11,4 e -0,5 %) nos menores comprimentos de onda (412 ao 490 nm) e uma superestimação do radiômetro TriOS nos maiores comprimentos de onda (510 e 555 nm com UPD de 3,38 e 1,08 % respectivamente). Os valores de R^2 foram de 0,89 (412 nm), 0,86 (555), 0,76 (510 nm), 0,62 (443 nm) e 0,52 (490 nm), respectivamente.

Os valores superestimados nos maiores comprimentos de onda com o radiômetro TriOS em relação ao Satlantic, podem ter sido ocasionados pela diferença nas concentrações de material em suspensão na camada superior da água (~ 2 cm) em relação às medidas extrapoladas para superfície em profundidades que variam entre 5 e 15 m (usadas para o

Satlantic). Valores de reflectância aumentam significativamente com o aumento do material em suspensão (FROIDEFOND; OUILLON, 2005).

Efeitos de nuvens de bolhas presentes nos primeiros metros da coluna de água, principalmente em mar agitado com quebra de ondas, também podem aumentar a R_{rs} (STRAMSKI; TEGOWSKI, 2001), determinada pelo método com o equipamento TriOS (estimado na sub-superfície) em relação ao R_{rs} do Satlantic (estimado com medidas mais profundas). Cada método está, portanto, sujeito a diferentes fontes de erro.

Apesar de medições com equipamentos submersos na coluna de água frequentemente apresentarem melhores resultados (RUDORFF, et al. 2014), ainda existem muitos benefícios na coleta de dados radiométricos acima da água, principalmente no que diz respeito a rapidez e facilidade na aquisição de dados (que pode ser realizada com a embarcação em movimento) e no manuseio dos equipamentos.

No entanto, amostragens com radiômetros acima da água como o FieldSpec somente são consideradas válidas em estudos de validação e modelagem bio-óptica, quando atingem uma precisão de $\pm 5\%$ segundo o protocolo SeaWiFS, o que resulta em um erro de aproximadamente 35% na recuperação da Cla . (HOOKER; MOREL, 2003).

Na tabela 6.2, as razões de bandas também foram comparadas entre os equipamentos. Neste caso, os erros são consideravelmente menores em todas as comparações, provavelmente porque a maior parte dos erros são correlacionados entre as bandas (RUDORFF et al., 2014). Na razão de bandas 412/555 e 443/555 é possível verificar uma pequena superestimação dos valores mensurados com o equipamento Satlantic em relação ao TriOS.

Apesar dos resultados dos equipamentos Satlantic e TriOS serem coerentes entre si do que em relação aos dados obtidos com o equipamento FieldSpec, o número de amostras é evidentemente um fator determinante nos resultados estatísticos aplicados. Dessa maneira, quando comparados os dados do FieldSpec com os dados do Satlantic, com um N amostral de 36, os erros aumentam em relação à comparação dos dados do FieldSpec com o TriOS, onde o N amostral é de 42.

Por fim, quando comparamos os dados amostrados com o equipamento Satlantic com os dados do equipamento TriOS, mesmo que sejam semelhantes, o N amostral é menor (34 amostras) em relação aos demais. Sendo assim, ao avaliar e escolher medidas de R_{rs} entre diferentes equipamentos, uma visualização preliminar criteriosa dos espectros de R_{rs} se faz necessária quando o N amostral é variável.

Na Figura 6.19, uma visão geral da distribuição das bandas e razão entre bandas pode ser observada juntamente com a avaliação das incertezas. Um R^2 de 0,81 com um *bias* de 3,2 % (RPD 12,7 %) foi obtido quando comparadas as bandas do equipamento Satlantic com as do equipamento TriOS, seguido de um R^2 de 0,71 com *bias* de 46,4 % (RPD 65,7 %) para FieldSpec vs. TriOS e um R^2 de 0,55 com *bias* de 47,2 % (RPD 69,4 %) para FieldSpec vs. Satlantic.

Nas razões de bandas, todas as comparações obtiveram resultados semelhantes com um R^2 de 0,81. No entanto, o *bias* e o RPD apresentam valores ligeiramente maiores (5,33 e 10,9 % respectivamente) na comparação entre Satlantic x TriOS em relação aos demais (Satlantic vs. FieldSpec 0 e 9,9 %, FieldSpec vs. TriOS 2,83 e 10,5 %).

Tabela 6.2 - Diferenças estatísticas entre os radiômetros. $R_{rs}S$ (referência) v.s. $R_{rs}F$ comparada em 36 estações. $R_{rs}T$ (referência) v.s. $R_{rs}F$ comparada em 42 estações. $R_{rs}T$ (referência) v.s. $R_{rs}S$ comparada em 34 estações.

		412 nm	443 nm	490 nm	510 nm	555 nm	412/555	443/555	490/555	510/555
$R_{rs}S$ (sr^{-1})	UPD (%)	-46,5	-47,3	-47,2	-47,6	-47,4	0,75	-0,25	-0,04	-0,42
v.s.	RPD (%)	68,8	71	69,4	69,6	68	13,5	12,1	8,9	5,5
$R_{rs}F$ (sr^{-1})	RMSE (%)	0,002	0,003	0,002	0,001	0,0006	0,32	0,38	0,30	0,10
N=36	R^2	0,68	0,29	0,096	0,32	0,87	0,95	0,88	0,87	0,82
$R_{rs}T$ (sr^{-1})	UPD (%)	-50,9	-50,3	-44,8	-41,7	-44,4	-7,36	6,4	-0,45	2,89
v.s.	RPD (%)	77,1	72,7	61,7	56,2	61	16,8	12,6	7,5	5,1
$R_{rs}F$ (sr^{-1})	RMSE (%)	0,002	0,002	0,001	0,001	0,0008	0,39	0,26	0,20	0,07
N=42	R^2	0,68	0,29	0,096	0,32	0,87	0,93	0,94	0,94	0,94
$R_{rs}T$ (sr^{-1})	UPD (%)	-11,4	-8,44	-0,553	3,38	1,08	-12,48	-9,5	-1,64	2,31
v.s.	RPD (%)	14,1	12	10,7	13	13,8	17,6	13,4	7,7	5
$R_{rs}S$ (sr^{-1})	RMSE (%)	0,0005	0,0006	0,0006	0,0006	0,0006	0,45	0,31	0,2	0,08
N=34	R^2	0,89	0,62	0,52	0,76	0,86	0,93	0,93	0,93	0,94

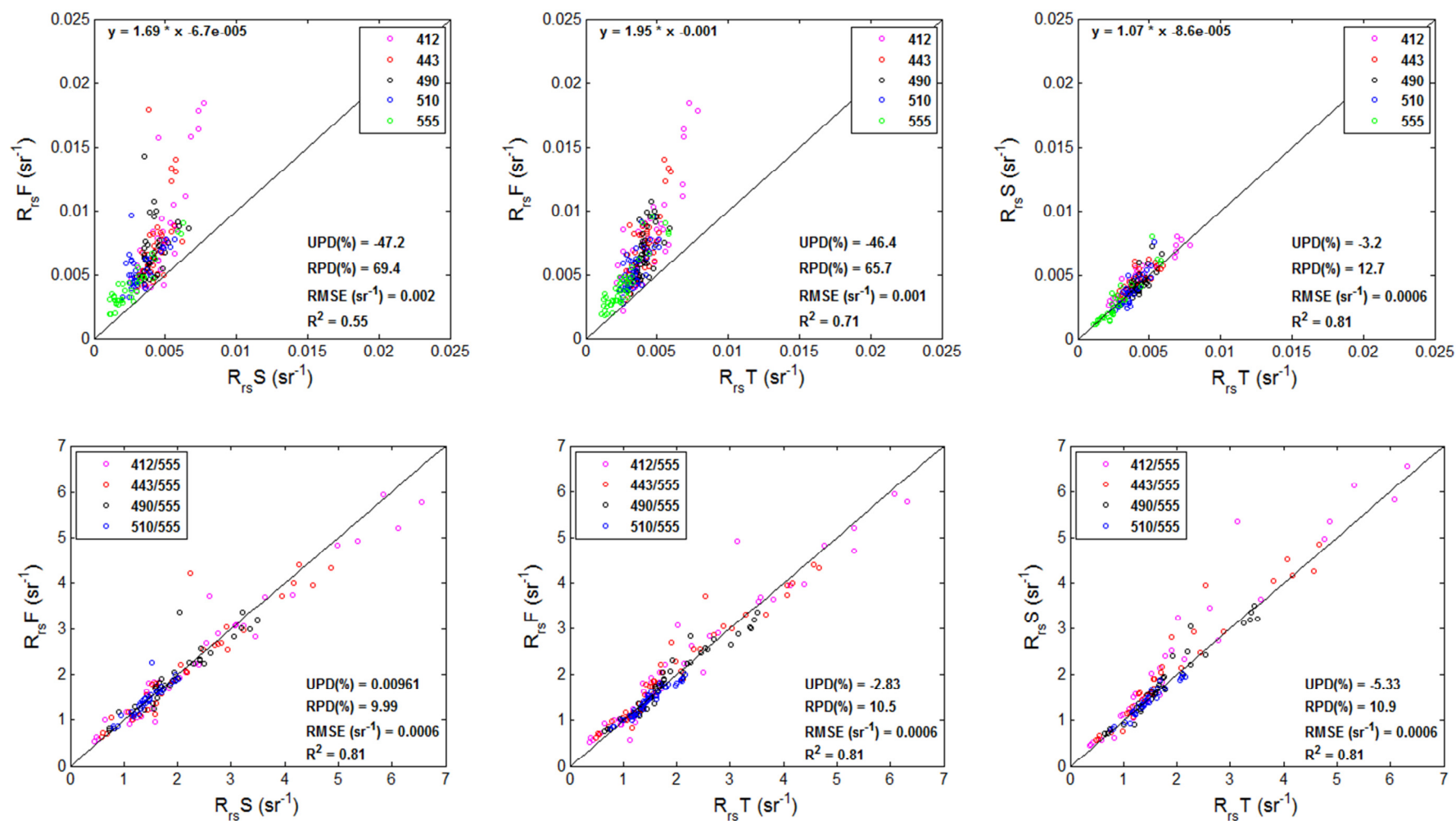


Figura 6.19 - Comparação geral dos dados de $R_{rs}F \times R_{rs}S$ (sr^{-1}), $R_{rs}F \times R_{rs}T$ (sr^{-1}) e $R_{rs}S \times R_{rs}T$ (sr^{-1}) com todas as bandas (acima) e entre as razões de bandas (abaixo).

Na Figura 6.20 e 6.21, dados de $R_{rs}T$ são apresentados em mapas interpolados nos comprimentos de onda 443 e 555 nm. Estações localizadas em regiões mais externas à LLNC (e.g. 4, 8, 22, 23, 27, 29, 30 e 46) associadas a massas de água oceânicas foram as que apresentaram os maiores valores ($> 0,005$).

Os menores valores de R_{rs} principalmente nas bandas do azul (443 nm) encontrados próximo à Canala e Thio (Figura 6.20) podem ser associados à dominância do fitoplâncton em função da maior absorção de luz dos pigmentos (KIRK, 1994).

Durante a floração de fitoplâncton, as variações da R_{rs} são diretamente relacionadas à variação dos valores de absorção do mesmo, e dependem não só da concentração mas também da dominância e tamanho dos diferentes grupos fitoplanctônicos. Grupos de menor tamanho tem uma absorção específica maior o que provoca efeitos sobre a R_{rs} com maior achatamento principalmente nas bandas do azul (BRICAUD et al., 2004).

Nas bandas do azul, a contribuição do CDOM e partículas não algais em ambientes opticamente complexos, podem diminuir ainda mais os valores de R_{rs} registrados (MOREL; GENTILI, 2009).

Este foi provavelmente o caso das águas mais costeiras próximas à Canala e Thio, onde rios importantes carregam aporte continental na laguna (Figura 6.20). Na presença de sedimentos inorgânicos a R_{rs} pode aumentar nas bandas do verde e vermelho (>555 nm). Os maiores valores foram observados próximo a Thio, onde há uma mineradora importante na região (Figura 6.21).

Este método, adaptado com a estrutura de PVC para a flutuação do TriOS em sub-superfície, vem sendo desenvolvido e analisado pelo grupo do IRD que tem a intenção de aplicar o método em futuros cruzeiros oceanográficos do projeto TREMOLO e programas de monitoramento da LLNC.

As comparações deste método com o Satlantic e FieldSpec apresentadas neste trabalho são inéditas e serviram de apoio ao projeto para a avaliação do método e continuidade do programa.

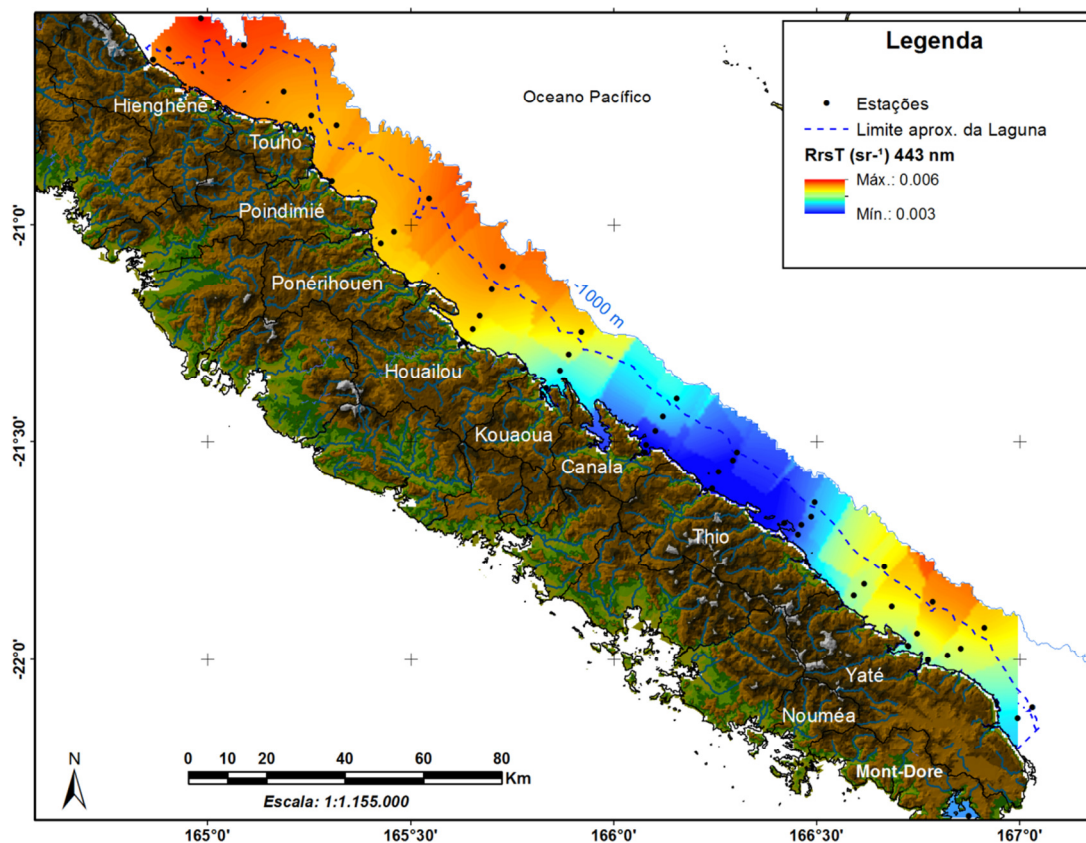


Figura 6.20 – Distribuição espacial de $R_{rs}T$ (sr^{-1}) (banda 443 nm) *in situ* em 49 estações na LLNC.

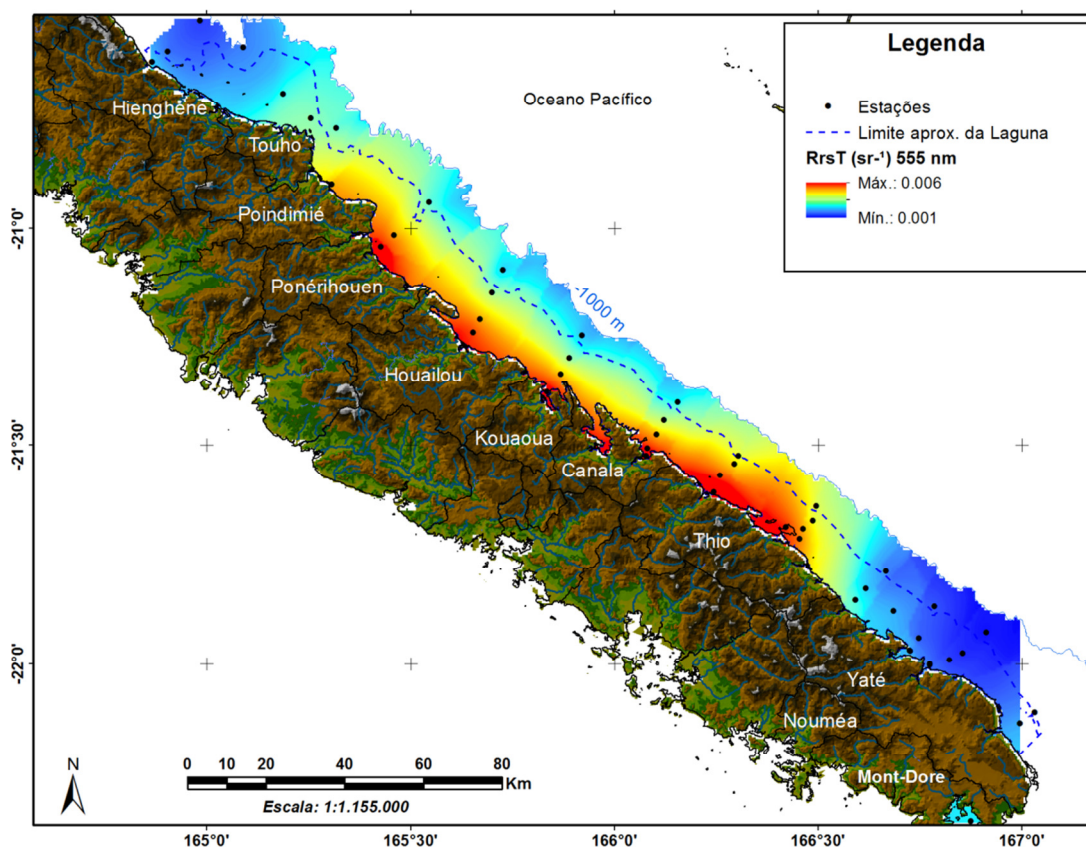


Figura 6.21 – Distribuição espacial de $R_{rs}T$ (sr^{-1}) (banda 555 nm) *in situ* em 49 estações na LLNC.

6.3. Imagens Orbitais MODIS-Aqua

Em praticamente todo o período amostrado, as imagens obtidas pelo sensor MODIS apresentavam alta cobertura de nuvens ($> 50\%$). No processamento *default* das imagens MODIS de nível L1 para L2 dados remotos de R_{rs} em apenas 21 estações puderam ser obtidos para fazer o *match-up* com a R_{rs} *in situ* considerando o radiômetro TriOS. No caso dos radiômetros FieldSpec e Satlantic o número de estações equivalentes foi de 23 e 22 respectivamente.

Tentativas de relaxamento do valor *default* de 0,0027 no critério de limiar de nuvens (referido como CT) foram testadas e comparadas à R_{rs} amostradas *in situ* a fim de obter um número maior de comparações possível para fazer o *math-up*.

A alteração dos parâmetros aer_wave_long (“*Longest wavelength for aerosol model*”, valor padrão 869 nm) e aer_wave_short (“*Shortest wavelength for aerosol model*”, valor padrão 748 nm) para 2130 e 1240 nm respectivamente (AURIN, et al. 2013), não apresentou resultados satisfatórios sendo descartada para as análises subsequentes.

As bandas do infravermelho médio do sensor MODIS-Aqua possuem um sinal-ruído relativamente menor, dificultando o desempenho do modelo atmosférico, a não ser que se trate de águas muito turvas (WANG; SHI, 2009), o que não é o caso da região de estudo.

Diversos valores a partir de 0,0027 foram testados em todos os comprimentos de onda. Entretanto, apenas os resultados mais satisfatórios com $CT = 0,004$ e o *default* são apresentados na Figura 6.21, nas bandas 443 e 555 nm. Com o limiar de nuvens relaxado para 0,004 dados de 30 estações foram recuperados no total para *match-ups* de R_{rs} *in situ* vs. $R_{rs}F$ (N=28), vs. $R_{rs}S$ (N=26) e vs. $R_{rs}T$ (N=27) (Figura 6.22).

Como a reflectância do albedo (fração de energia solar refletida) não é uma constante, e sim resultado da reflectância em 869 nm após a subtração do brilho e da reflectância Rayleigh (causada pela dispersão da luz por partículas de dimensão molecular), os valores de entrada podem exceder o limiar *default* utilizado pelo SEADAS em casos de águas turvas.

O aumento deste limiar, desde que devidamente supervisionado, pode evitar a perda de dados (principalmente em regiões costeiras) e até melhorar as estimativas como observado na comparação entre os processamentos *default* e $CT = 0.004$ em relação $R_{rs}T$ *in situ* (Figura 6.22).

Por fim são apresentados Tabela 1 (Anexo A, Tabela A.1) horários e datas de aquisição das imagens com os horários e datas de amostragem dos dados *in situ*. As 30 estações adquiridas a partir dos dados de satélite (resultantes do $CT = 0,004$), variaram de alguns minutos a cerca de 31h de defasagem (*delay*) entre o dado coletado *in situ* e o imageamento por satélite. Devido à alta cobertura de nuvens no período amostral poucas imagens de satélite foram consideradas aptas para as análises.

De modo geral, a R_{rs} MODIS quando comparada à $R_{rs}T$, apresentou uma subestimação das águas com menores valores de R_{rs} (443) relacionadas á águas mais organicamente enriquecidas e superestimação para as estações com maiores valores de R_{rs} (443), ou seja, as águas mais claras do limite externo da laguna.

Para a $R_{rs}F$, os resultados foram insatisfatórios devido as maiores fontes de incertezas relacionadas as amostragens acima da água. Estas incertezas dificultaram a utilização destes dados para a validação de sensores remotos. No entanto, modelos bio-ópticos que utilizam a razão de bandas (e.g. OC3M) podem diminuir estas incertezas gerando melhores resultados (RUDORFF et al., 2014).

Mesmo com o bom resultado obtido para $R_{rs}S$ e $R_{rs}T$, fontes de incerteza como e.g. erros residuais da correção atmosférica principalmente em águas costeiras mais turvas, próximo de nuvens e do continente com efeitos de adjacência, além da variabilidade espaço-temporal dos constituintes bio-ópticos (considerando a janela de 3x3 pixels e 31h de defasagem) ainda estão presentes nas medidas *in situ* e principalmente nas medidas de R_{rs} por satélite.

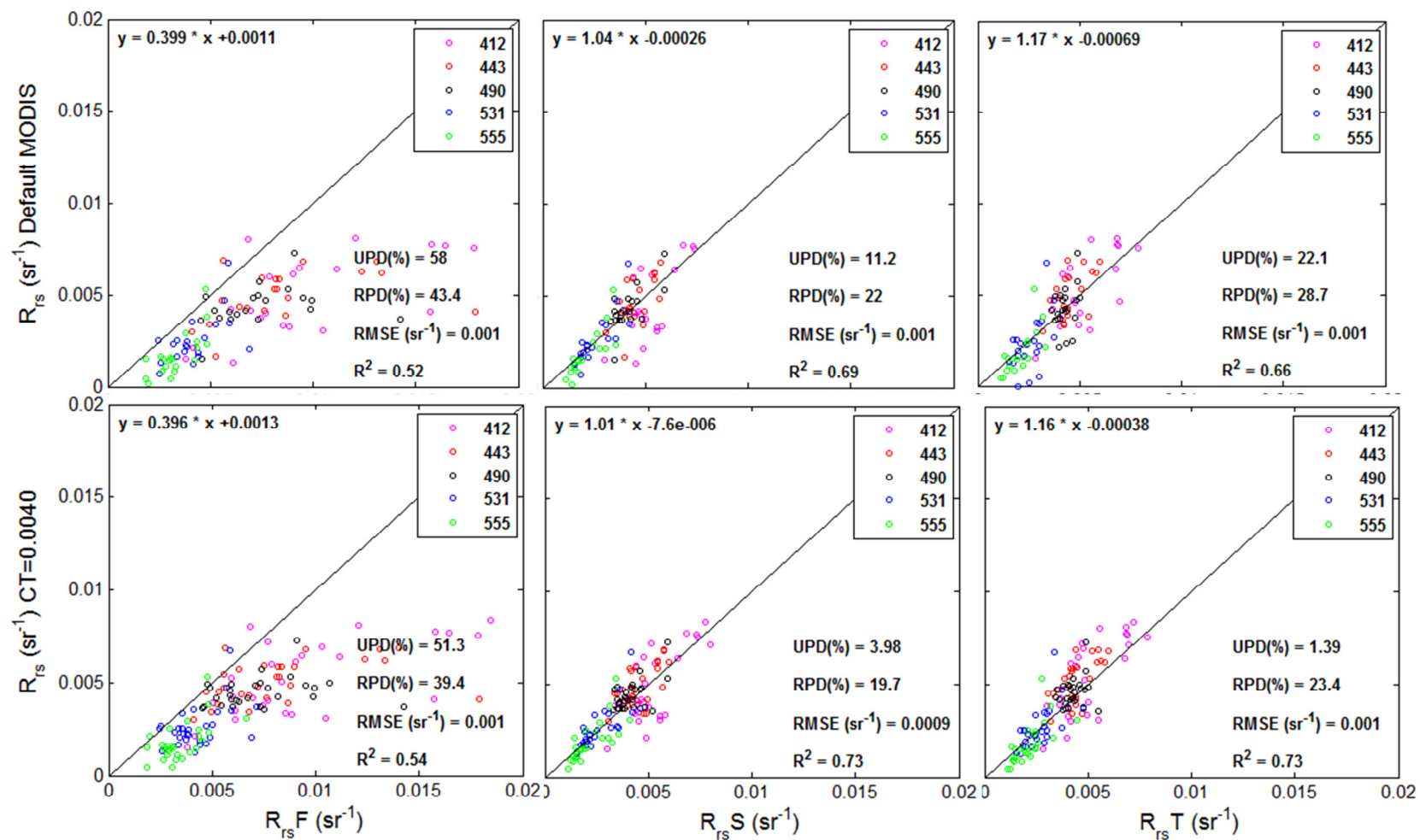


Figura 6.22 – Comparação *in band* dos dados de $R_{rs}F$ (default N=19; CT N=28), $R_{rs}S$ (default N=18; CT N=26) e $R_{rs}T$ (default N=17; CT N=27) *in situ* com os dados obtidos pelo sensor MODIS-Aqua nos processamentos de imagens L1 para L2 no modo: *default* (do SEADAS) e CT=0,0040.

6.4. Caracterização dos Constituintes Bio-Ópticos da LLNC

Os coeficientes de absorção do fitoplâncton (a_{phy}), do CDOM (a_{cdom}), e de partículas não-algais (a_{nap}) e do retroespalhamento (b_{bp}) foram obtidos em 51 estações. Na Figura 6.23 ([A]), são apresentados o espectro médio e o desvio padrão da absorção total (a_{tw} , cores verde e vermelho) e o espectro da água pura (a_w , em amarelo). Também foram representados os espectros da absorção total sem a soma da absorção da água pura (a_{t-w} , cinza) em todas as estações, bem como a média (preto) e o desvio padrão destes espectros (azul). Os valores mínimos de a_{tw} (magenta) assemelham-se ao espectro de água pura (a_w , em vermelho).

Espectros médios de a_{phy}^* (a_{phy} normalizada pela Cl_a), a_{phy} , a_{cdom} e a_{nap} são apresentados na Figura 6.23 ([B]). Uma forte correlação dos valores de a_{t-w} (443 nm) foi obtida com a distribuição da turbidez ($r = 0,97$) e Cl_a ($r = 0,71$) nas 51 estações. A maior correlação de a_{t-w} (443) com a turbidez do que com a Cl_a indica que outros COAs, também possuem uma contribuição importante na absorção biogênica da laguna. A correlação total entre os dados de a_{t-w} (443) com a_{nap} (443) foi de $r = 0,67$, com a_{cdom} (443) de $r = 0,58$, e com a_{phy} (443) de $r = 0,82$.

Portanto, na maior parte da área de estudo, a variabilidade espacial da absorção biogênica foi dominada pela variação da absorção do fitoplâncton. Entretanto, a variabilidade do CDOM (a_{cdom}) e principalmente detritos (a_{nap}) também tiveram uma contribuição importante. Na Figura 6.23 os espectros médios do $a_{phy}(\lambda)$, $a_{cdom}(\lambda)$ e $a_{nap}(\lambda)$ estão próximos aos encontrados em uma laguna cercada por barreiras de corais na Polinésia Francesas (Tahiti), obtidos por Maritorena e Guillocheau (1996). Os autores também encontraram valores mais elevados de $a_{cdom}(\lambda)$ e $a_{nap}(\lambda)$ do que em águas oceânicas do Pacífico (BRICAUD et al., 2010).

Assim como no presente trabalho, o $a_{nap}(\lambda)$ dominou a absorção em 443 nm na maior parte das estações. As partículas não-algais são provenientes de material detritico algal presente na coluna de água por ressuspensão de fundo, pelo aporte de rios e lixiviação continental, no sistema lagunar. Os valores de a_{cdom} e a_{nap} encontrados na campanha CALIOPE 2, devem ser até maiores no período chuvoso, com maior aporte dos rios,

como era esperado para a estação de verão. Isso indica que o sistema lagunar da LLNC possui águas opticamente complexas mesmo fora do período chuvoso.

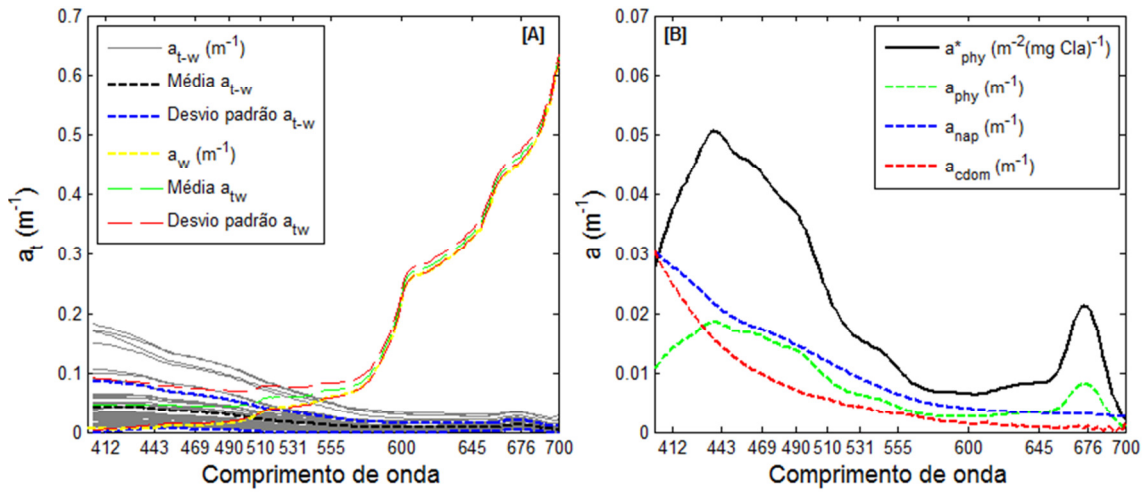


Figura 6.23 – [A] Espectros da absorção total (a_t) *in situ*: espectros da a_t (N=51) sem a soma da absorção da água pura (a_{t-w} , cinza), média (preto) e desvio padrão (azul); espectro da água pura (a_w , em amarelo); espectro médio de a_t (verde) incluindo a a_w com o respectivo desvio padrão (vermelho). [B] Representa os espectros médios de a^*_{phy} (absorção do fitoplâncton normalizada pela Cla), a_{phy} (absorção do fitoplâncton), a_{cdom} (absorção do CDOM) e a_{nap} (absorção de partículas não-algais).

As POI ligadas aos componentes de absorção e dispersão da luz (PREISENDORFER, 1976), contem uma riqueza de informações para a gestão da zona costeira. Estudos tem correlacionado os coeficientes de absorção e retroespalhamento aos grupos fitoplânctônicos, concentração de pigmentos e classe de tamanho (CIOTTI et al., 2002; BRICAUD et al, 2007; DUPOUY et al., 2010; RUDORFF, et al. 2014), às massas de água (MOREL; MARITORENA, 2001) à distribuição de tamanho e composição das partículas (TWARDOWSKI et al., 2001; BOSS et al., 2004; LOISEL et al., 2007) dentre outros parâmetros biogeoquímicos.

Grande parte dos estudos em águas equatoriais, oligotróficas a mesotróficas, do Oceano Pacífico tem demonstrado que as águas são pertencentes ao Caso1 (DUPOUY et al., 1997, 2003, 2010, BRICAUD et al., 2002). Águas localizadas no Oceano Pacífico sudoeste são descritas como as mais oligotróficas de todo o oceano (TWARDOWSKI et al., 2007; MOREL et al., 2007; HUOT et al., 2008; STRAMSKI et al., 2008). No entanto, em regiões costeiras o aporte de rios, ressuspensão de fundo e ressurgências

podem modificar este estado de oligotrófico para mesotrófico, como no presente estudo, ou até mesmo para eutrófico em episódios de alta pluviosidade (DUPOUY et al., 2013).

Abaixo é apresentado um diagrama ternário com as proporções entre a_{phy} , a_{cdom} e a_{nap} de acordo com a profundidade local de cada estação (externa > 75 m ou interna < 75 m a laguna) no comprimento de onda 443 nm (Figura 6.24). As estações mais costeiras, com profundidades inferiores a 30 m, apresentaram as maiores proporções de a_{nap} (443) (30-70%) provavelmente sob influência de ressuspensão de fundo e aporte dos rios.

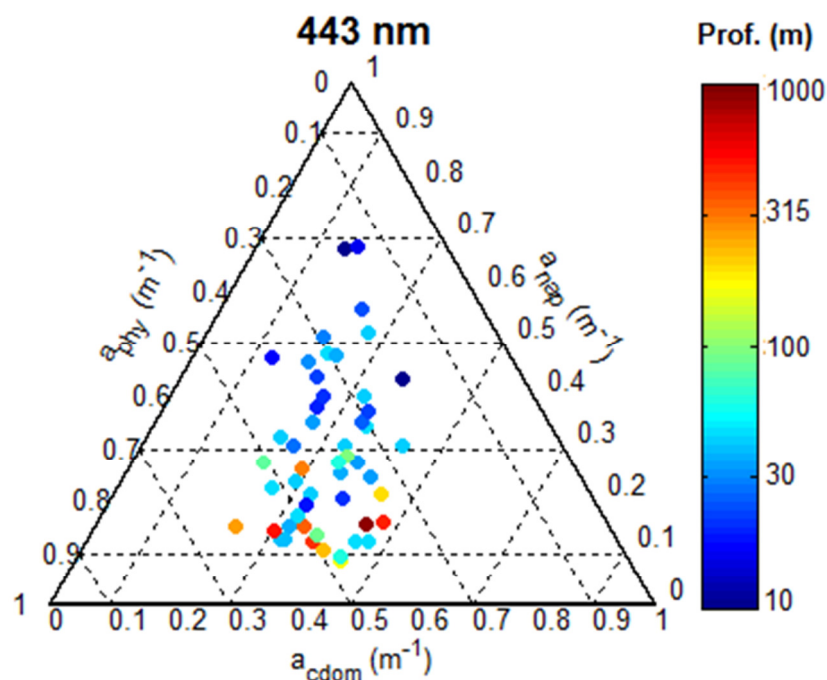


Figura 6.24 – Proporção dos coeficientes a_{phy} (443), a_{cdom} (443) e a_{nap} (443) de cada estação amostral (N=51). As cores indicam a profundidade local (m) de cada estação.

Estações mais profundas (>100m) localizadas em regiões mais próximas aos limites da LLNC apresentaram uma maior proporção relativa de a_{phy} (443) (70-90%) na absorção biogênica, apresentando águas de características mais oceânicas. O a_{cdom} (443) foi o coeficiente que apresentou menor variabilidade espacial em sua proporção, variando de 30-55%. O mesmo não apresentou um gradiente longitudinal da porção mais costeira da laguna para o limite externo com o oceano adjacente, ao contrário do a_{nap} (443) e a_{phy} (443).

A contribuição do a_{cdom} (443) foi importante mesmo nas estações do limite externo da laguna, com menor contribuição do a_{nap} (443) e dominância da absorção pelo fitoplâncton, o que fez com que toda a laguna fosse classificada em águas do Caso 2 opticamente complexas (IOCCG, 2000).

Os espectros de a_{phy} (esquerda) e a^*_{phy} (direita) *in situ* das 51 estações (linha cinza), espectros médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul) são apresentados na Figura 6.25. Os valores de a_{phy} e a^*_{phy} (443) na maior parte das estações foram típicos de águas meso-oligotróficas ($0,007$ e $0,037 \text{ m}^{-1}$, $0,02$ e $0,1 \text{ m}^2/\text{mgCla}$), com exceção da estação 20 localizada em uma região abrigada e mais próxima à linha de costa nas proximidades de Canala (município indicado no mapa da Figura 6.26) que apresentou um valor elevado de a_{phy} e menor de a^*_{phy} (443) ($0,0638 \text{ m}^{-1}$ e $0,1 \text{ m}^2/\text{mgCla}$) mais típico de águas eutróficas (BRICAUD et al., 2010).

Segundo Ciotti et al. (2002), geralmente a biomassa fitoplanctônicas dominada por células pequenas está relacionada a ambientes oligotróficos, com pigmentação característica e.g. clorofíceas e cianobactérias. Em regiões eutróficas as células maiores podem competir por alimento e dominar o ambiente.

O valor do a^*_{phy} (443) para estação 4 foi de $\sim 0,02 \text{ m}^2/\text{mgCla}$, que é típico de águas dominadas por células maiores de microplâncton (CIOTTI et al., 2002; BRICAUD et al., 2010) (ver espectro mais achatado da Figura 6.25 à direita). A maioria dos espectros de a^*_{phy} (443) apresentaram valores característicos de grupos fitoplanctônicos com células de tamanho intermediário ($5\text{-}20 \text{ }\mu\text{m}$, nanoplâncton), que devem ter sido dominantes na LLNC durante o período amostrado.

Somente uma estação (20) apresentou valores mais elevados de a^*_{phy} (443) ($0,1 \text{ m}^2/\text{mgCla}$), típico de células picoplanctônicas (possivelmente cianobactérias – *Synechococcus* e *Prochlorococcus*).

Maritorena e Guillocheau (1996) também encontraram uma relação entre valores menores de a^*_{phy} 443 nas porções mais oceânicas com águas oligotróficas na laguna do Tahiti, provavelmente dominadas por picoplâncton, valores intermediários no interior da laguna, provavelmente dominado por nanoplâncton e microplâncton em águas mais

eutróficas próximo de rios com aporte de nutrientes. Os autores ressaltam também a importância de fatores como a fotoaclimação que de modo geral aumenta os valores de a^*_{phy} no verão independente do tamanho das células.

Em geral, as águas tropicais são dominadas por picoplâncton (NEVEUX et al., 2009; JACQUET et al., 2006; TENÓRIO et al., 2005) como nas lagunas da Nova Caledônia e suas adjacências. Aumentos nas frações de microplâncton tem sido associados a regiões com aporte de rios e sob influência de ativos antropogênicos (NEVEUX et al., 2010; JACQUET et al., 2006).

Em transectos (com amostras costeiras e oceânicas) realizados na região sul da Nova Caledônia (NEVEUX et al., 2010) um aumento da $Chl a$ e do número de células picoplantônicas e nanoplantônicas foi observada próximo aos limites da laguna e áreas externas em função dos fortes ventos alísios durante o verão austral, com ocorrência de ressurgência a sudoeste, além das ondas internas de marés que provavelmente causaram uma menor profundidade da nitraclina e termoclina.

A distribuição de *Synechococcus* está mais associada a regiões oceânicas da laguna sudoeste da Nova Caledônia (NEVEUX et al., 2009), tendo o decréscimo de sua população associada ao aumento de *Trichodesmium erythraeum*, com *blooms* associados a baixa velocidade do vento e maior residência de água no interior da laguna. O decréscimo da concentração total de clorofila-*a*, foi associado a um relativo aumento de *Prochlorococcus* e clorófitas, e ao decréscimo de populações de cromófitas.

Em 8 campanhas realizadas no período de 1 ano em uma região estuarina de Sta. Marie Bay e na região central da laguna localizados a sudoeste da laguna (NEVEUX et al., 2009), foi constatado que a maior contribuição fitoplantônica é atribuída às clorófitas (70 a 100%), seguido de cromófitas (30 a 70 %) e cianobactérias (< 40 %, mais baixas provavelmente por se tratar de uma estação ainda interna à laguna).

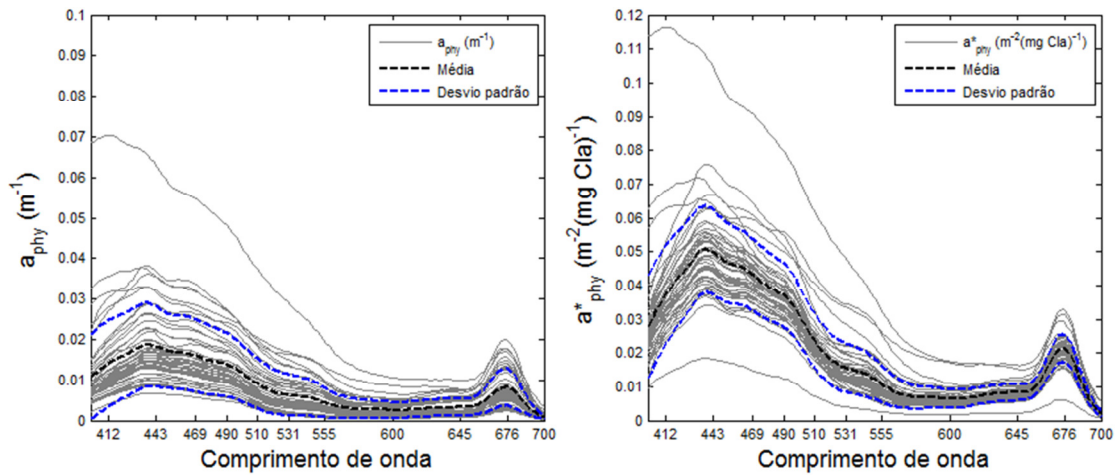


Figura 6.25 – Espectros da a_{phy} m^{-1} (esquerda) e a^*_{phy} $\text{m}^{-2}(\text{mg Cla})^{-1}$ (direita) medidos *in situ* nas 51 estações (linha cinza), média (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).

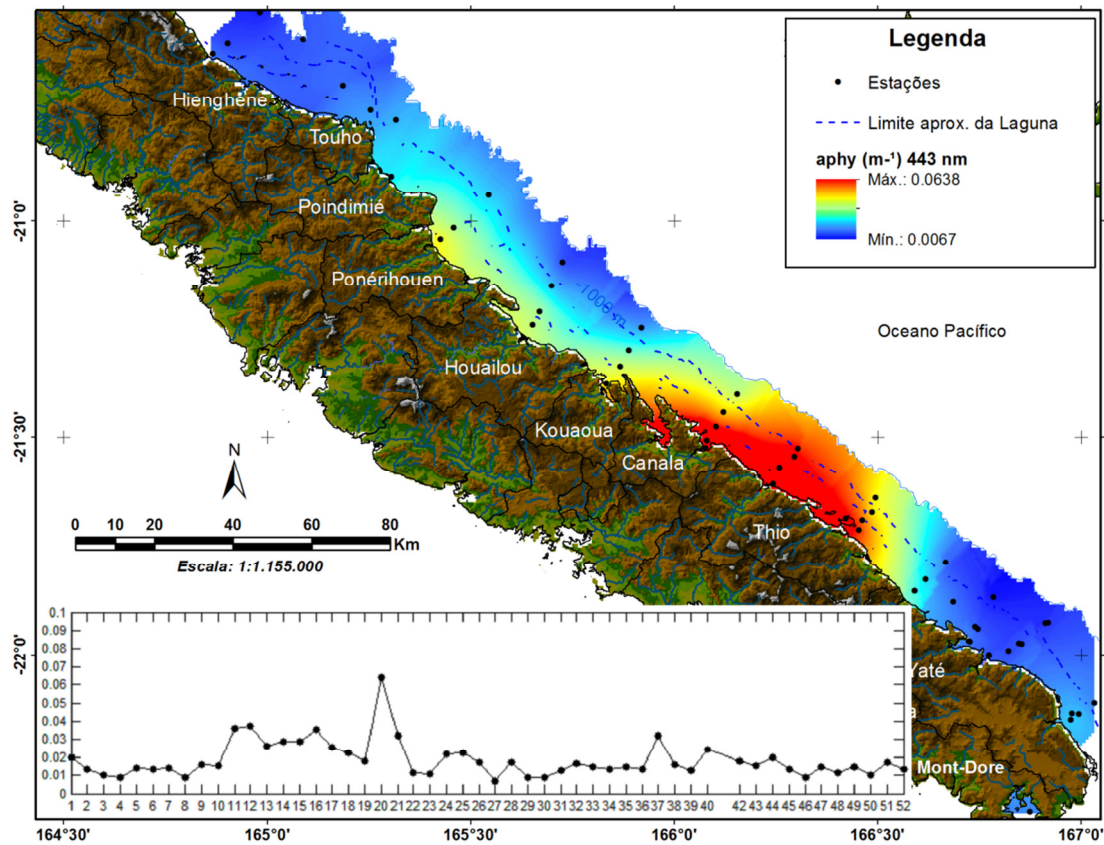


Figura 6.26 – Distribuição espacial de a_{phy} m^{-1} (443) *in situ* acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.

Os espectros de a_{cdom} *in situ* de 51 estações (linha cinza), espectros médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul) são apresentados na Figura 6.27. O desvio padrão foi de $\pm 0,005 \text{ m}^{-1}$ para a_{cdom} (443). As estações costeiras 28 no município de

Hienghéne e 37 em Ponérihouen apresentaram os maiores valores de a_{cdom} ($\sim 0,03 \text{ m}^{-1}$) associados com o aporte de rios.

As estações oceânicas 22, 23, 29 e 30 apresentaram os menores valores, entre $\sim 0,004$ e $0,006 \text{ m}^{-1}$, e as demais estações apresentaram valores que variaram entre $0,007$ e $0,037 \text{ m}^{-1}$ (Figura 6.28). Além do gradiente transversal da linha de costa para o limite externo na laguna, o a_{cdom} (443) também apresentou um gradiente no eixo NO-SE com menores valores no setor SE da laguna, onde dominam águas mais claras oligotróficas, com menor influência continental e uma menor distância entre a região costeira e oceano aberto.

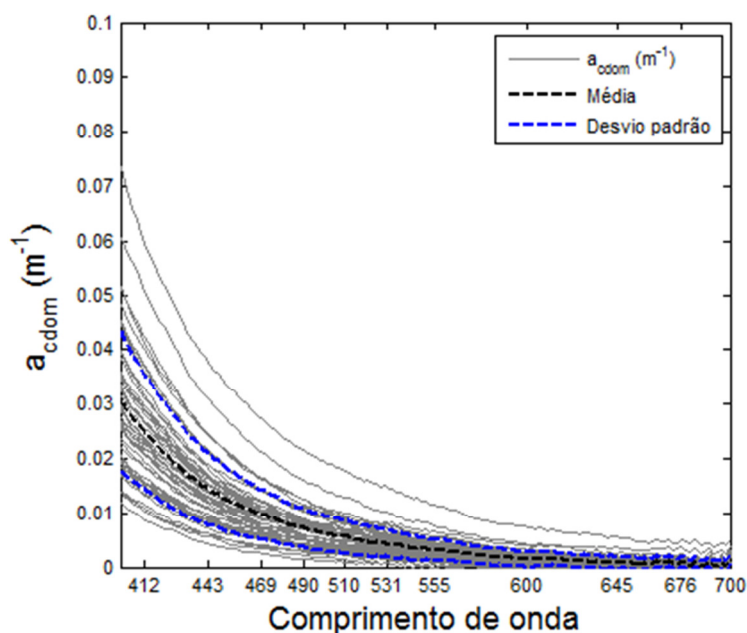


Figura 6.27 – Espectros de a_{cdom} *in situ* de 51 estações (linha cinza), média (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).

O parâmetro de inclinação espectral do $a_{\text{cdom}}(\lambda)$ (S_{cdom}) foi calculado para cada estação com base no decaimento exponencial de $a_{\text{cdom}}(\lambda)$ no intervalo entre 350 e 555 nm. O valor médio das estações foi de $0,015 (\pm 0,005) \text{ nm}^{-1}$, tendo valores mais altos registrados em estações externas a LLNC e.g. 4, 22 e 23, onde a maior transparência da água favorece a foto-oxidação do CDOM devido a maior penetração da luz na água (Figura 6.29). Valores médios de $0,0145 (\pm 0,0034) \text{ nm}^{-1}$ também foram relatados para águas a oeste do Oceano Pacífico sudoeste (BRICAUD et al., 2010).

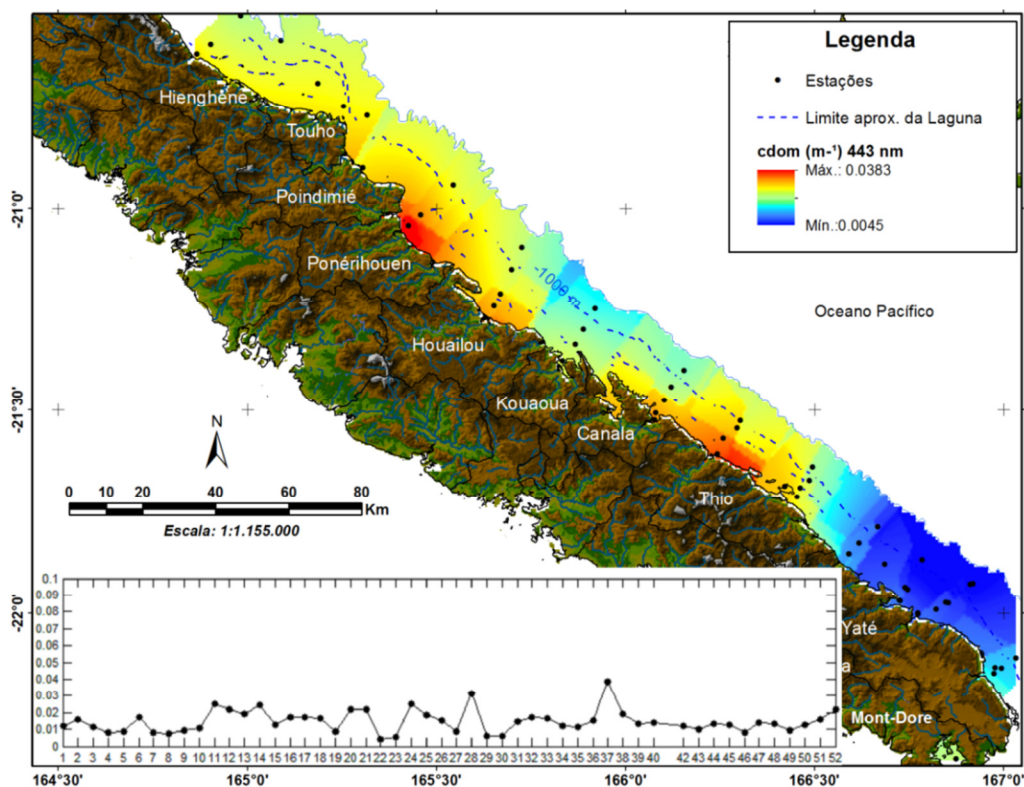


Figura 6.28 – Distribuição espacial de $a_{\text{cdom}} \text{ m}^{-1}$ (443 nm) *in situ* acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.

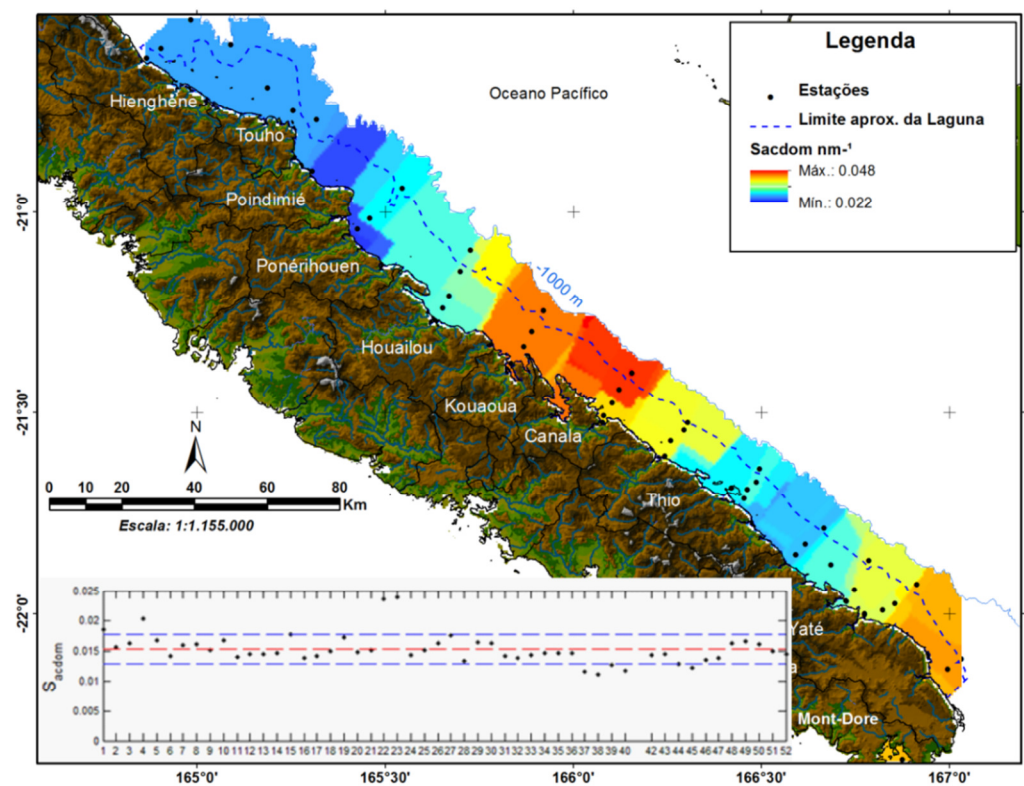


Figura 6.29 – Distribuição espacial da inclinação espectral do $a_{\text{cdom}} \text{ m}^{-1}$ (S_{cdom}) *in situ* acompanhada dos valores obtidos (gráfico) nas 51 estações com o valor médio (tracejado vermelho) e o desvio padrão (tracejado em azul).

Os espectros de a_{nap} *in situ* de 51 estações (linha cinza), espectro médio (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul) são apresentados na Figura 6.30. O valor médio de a_{nap} (443) foi de $0,02 \pm 0,018 \text{ m}^{-1}$, que é um valor alto comparado com águas mais oceânicas do Pacífico Sul (BRICAUD et al., 2010). Mas é próximo dos valores obtidos por Maritorena e Guillocheau (1996) para a laguna do Tahiti. As estações costeiras 14 em Kouaoua e 24 em Houailou apresentaram os maiores valores ($\sim 0,03 \text{ m}^{-1}$) em áreas relativamente rasas ($< 20 \text{ m}$), e as estações 4, 8 e 42 os menores valores (entre $\sim 0,001$ e $0,002 \text{ m}^{-1}$) nas proximidades de Yaté, a sul da ilha (Figura 6.31). Este setor ao sul da LLNC parece ser dominado por águas mais oceânicas, tendo os menores valores de a_{phy} , a_{cdom} e a_{nap} .

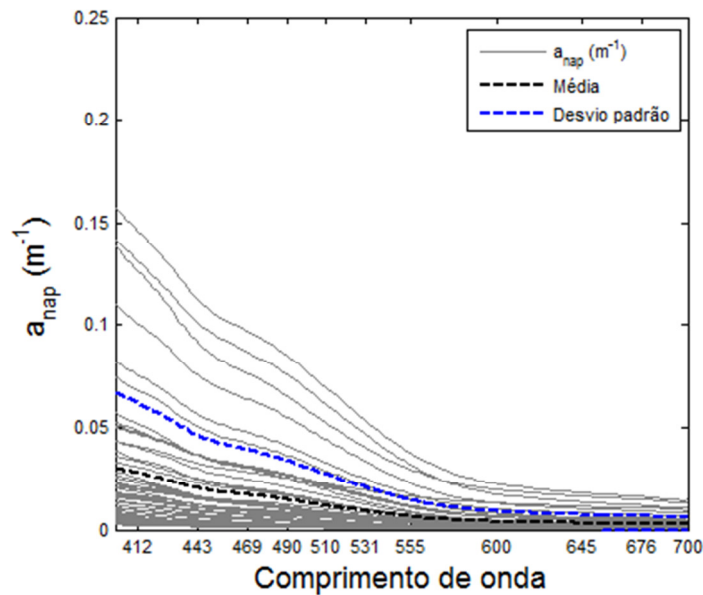


Figura 6.30 – Espectros da $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ *in situ* de 51 estações (linha cinza), médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).

O parâmetro de inclinação espectral do a_{nap} (S_{nap}) também foi calculado para cada estação com base no intervalo entre 350 e 555 nm (Figura 6.32). A média entre as estações foi de $\sim 0,01 \text{ nm}^{-1}$ ($\pm 0,002 \text{ nm}^{-1}$), tendo valores mais altos, assim como para $S_{a_{\text{cdom}}}$, registrados nas estações oceânicas 4, 22 e 23. Os valores encontrados são semelhantes aos relatados por Bricaud et al. (2010) em águas do Oceano Pacífico sudoeste, com um valor médio de $0,0094 (\pm 0,018) \text{ nm}^{-1}$. Neste mesmo estudo, os maiores valores de S_{nap} ($\sim 0,013 \text{ nm}^{-1}$) foram associados às águas mais claras, oligotróficas, dominadas por picoplâncton.

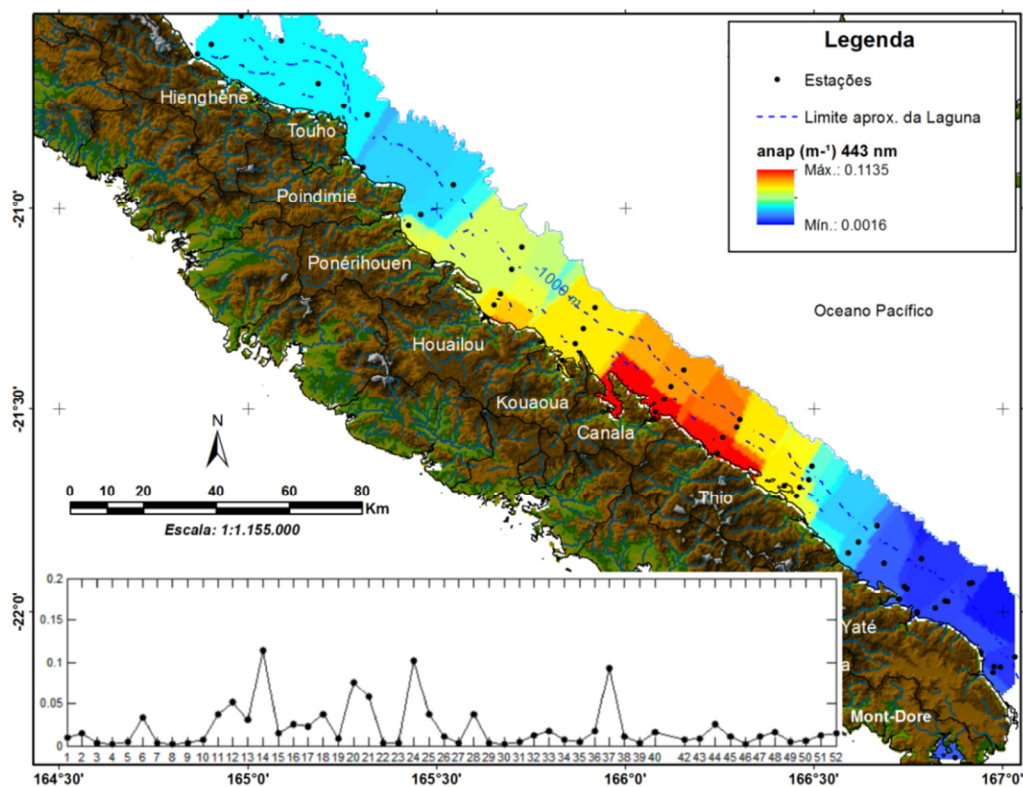


Figura 6.31 – Distribuição espacial de $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ (443 nm) *in situ* acompanhada dos valores obtidos (gráfico) em 51 estações na LLNC.

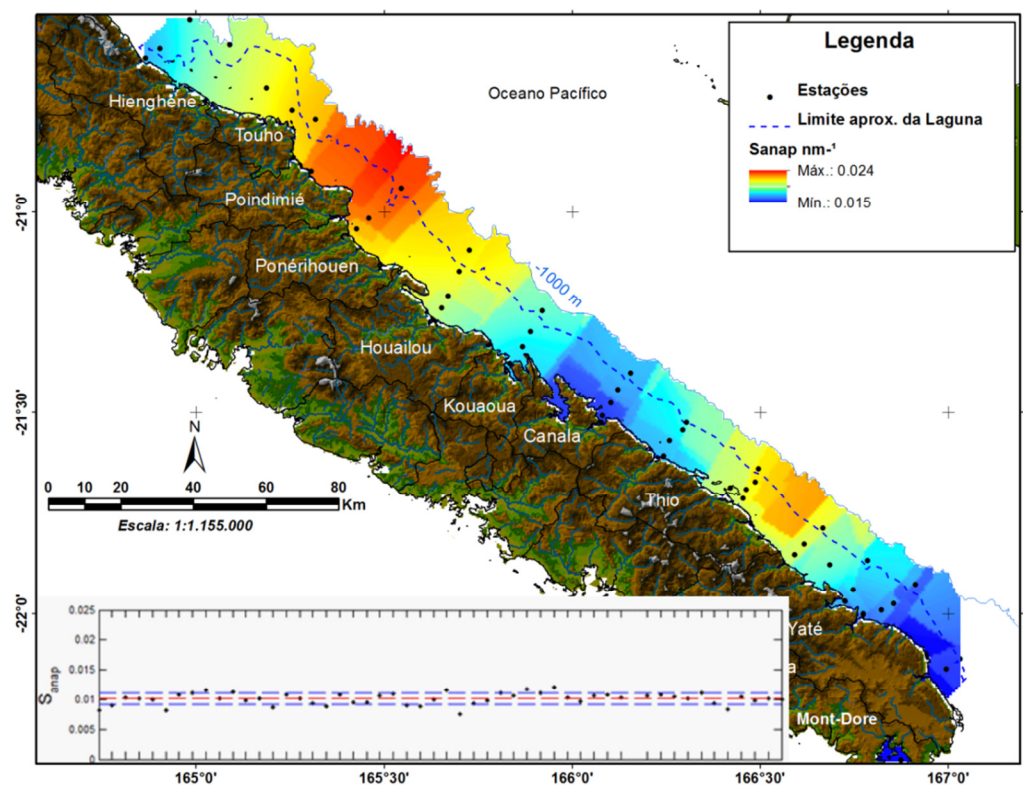


Figura 6.32 - Distribuição espacial da inclinação espectral do $a_{\text{nap}} \text{ m}^{-1}$ (S_{anap}) *in situ* acompanhada dos valores obtidos (gráfico) nas 51 estações na LLNC com o valor médio (tracejado vermelho) e o desvio padrão (tracejado em azul).

No presente estudo, a distribuição da a_{phy} foi relativamente bem explicada pela Cla ($R^2 = 0,61$) e um pouco menos pela turbidez ($R^2 = 0,56$). Valores de $a_{\text{cdom}}(443)$ foram pouco explicados pela turbidez ($R^2 = 0,6$) e pela Cla ($R^2 = 0,31$) (Figura 6.33 e 6.34). A correlação com a salinidade foi negativa ($r = -0,68$ e $-0,56$), indicando que os maiores valores de a_{cdom} estão relacionados ao aporte de rios na região principalmente entre Canala e Thio.

A distribuição espacial do a_{cdom} registrada no presente estudo, é semelhante à encontrada no cruzeiro oceanográfico CALIOPE 1 (DUPOUY, et al. 2014). Como explicado anteriormente, o segundo cruzeiro CALIOPE 2, deveria ter sido representativo do período chuvoso. Porém, o período de chuvas teve início após a realização cruzeiro oceanográfico, finalizado no dia 21 de março de 2014.

O CDOM pode ser um indicador da entrada de água doce no sistema, que pode ser em grande parte afetado por atividades antropogênicas. Águas opticamente complexas, Caso 2, são encontradas em regiões tropicais de ambientes costeiros devido à vazão de rios e ressuspensão de fundo, contribuindo com o aporte exógeno de CDOM e detritos (BABIN et al., 2003; HU et al., 2004; ACKER et al., 2004; D' SA; MILLER, 2003; D' SA et al., 2007; LEE et al., 2001; DARECKI; STRAMSKI, 2004; BLONDEAU-PATISSIER et al., 2009). Menores valores de a_{cdom} podem estar relacionados a uma coluna da água mais estratificada com maior fotodegradação (MOREL; GENTILI, 2009; RUDORFF, et al. 2014).

A distribuição de a_{nap} foi bem explicada pela turbidez ($R^2 = 0,92$) e pouco explicada pela distribuição da Cla ($R^2 = 0,4$), indicando a contribuição maior de partículas alóctone no sistema, seja por ressuspensão ou aporte de rios (Figuras 6.33 e 6.34). Uma correlação linear forte de 0,79 foi encontrada entre a distribuição de a_{nap} e a_{cdom} , indicando que ambos constituintes podem ter fontes importantes similares como os rios e o próprio ecossistema bentônico, rico na barreira de corais.

Os espectros do coeficiente de retroespalhamento de partículas (b_{bp} , m^{-1}) são apresentados na Figura 6.35 nos comprimentos de onda 443, 490, 510 e 555 nm. Os valores médios de b_{bp} (555) foram de $0,005 \text{ m}^{-1}$ com um alto desvio padrão ($\pm 0,004 \text{ m}^{-1}$) devido, principalmente, aos valores obtidos nas estações 16, 22, 26, 30 e 38 (Figura

6.50). Os valores de b_{bp} obtidos no CALIOPE 2 foram altos principalmente na região norte, quando comparados aos obtidos durante o cruzeiro CALIOPE 1, onde os valores de b_{bp} atingiram valores típicos de águas oligotróficas ($< 0,001 \text{ m}^{-1}$ em 442 nm), próximo a valores de água pura. No presente estudo, o máximo registrado foi de $0,017 \text{ m}^{-1}$ em 443 nm.

Os espectros do coeficiente de retroespalhamento de partículas (b_{bp} , m^{-1}) são apresentados na Figura 6.35 nos comprimentos de onda 443, 490, 510 e 555 nm. Os valores médios de b_{bp} (555) foram de $0,005 \text{ m}^{-1}$ com um alto desvio padrão ($\pm 0,004 \text{ m}^{-1}$) devido, principalmente, aos valores obtidos nas estações 16, 22, 26, 30 e 38 (Figura 6.50). Os valores de b_{bp} obtidos no CALIOPE 2 foram altos principalmente na região norte, quando comparados aos obtidos durante o cruzeiro CALIOPE 1, onde os valores de b_{bp} atingiram valores típicos de águas oligotróficas ($< 0,001 \text{ m}^{-1}$ em 442 nm), próximo a valores de água pura. No presente estudo, o máximo registrado foi de $0,017 \text{ m}^{-1}$ em 443 nm.

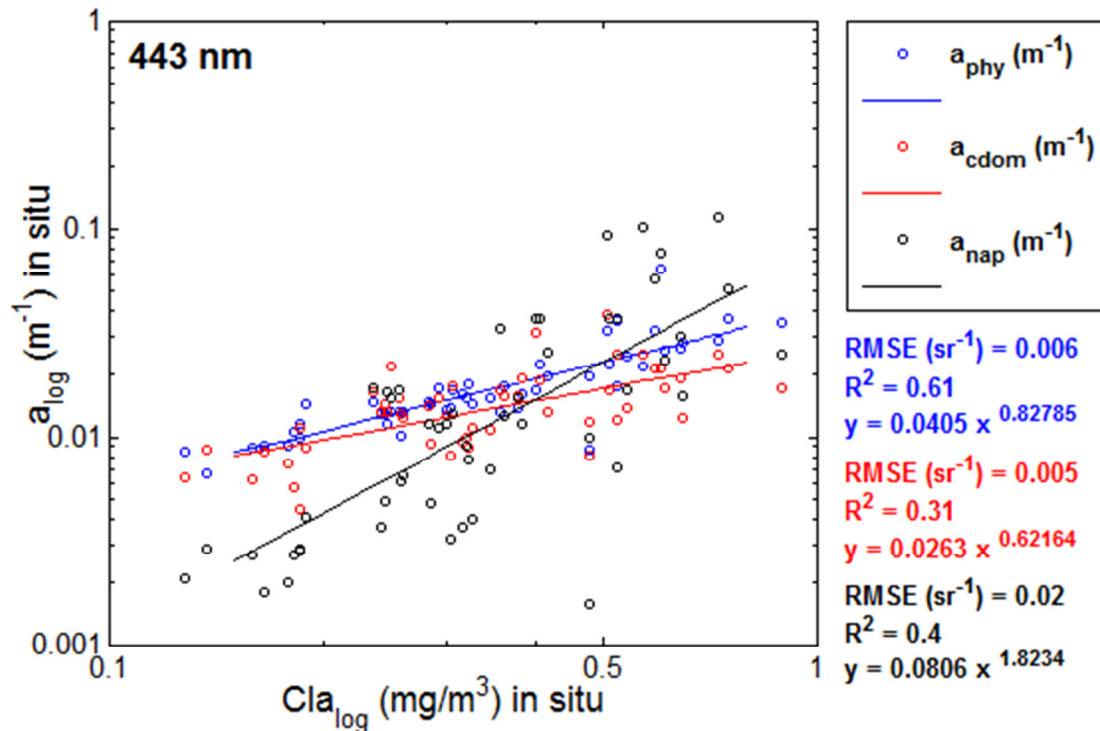


Figura 6.33 – Coeficientes de absorção biogênica ($a \text{ m}^{-1}$) (em log10) de a_{phy} (443) (em azul), a_{cdom} (443) (em vermelho) e a_{nap} (443) (em preto) vs. Cla (mg/m^3), com os respectivos erros médios quadráticos, coeficientes de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.

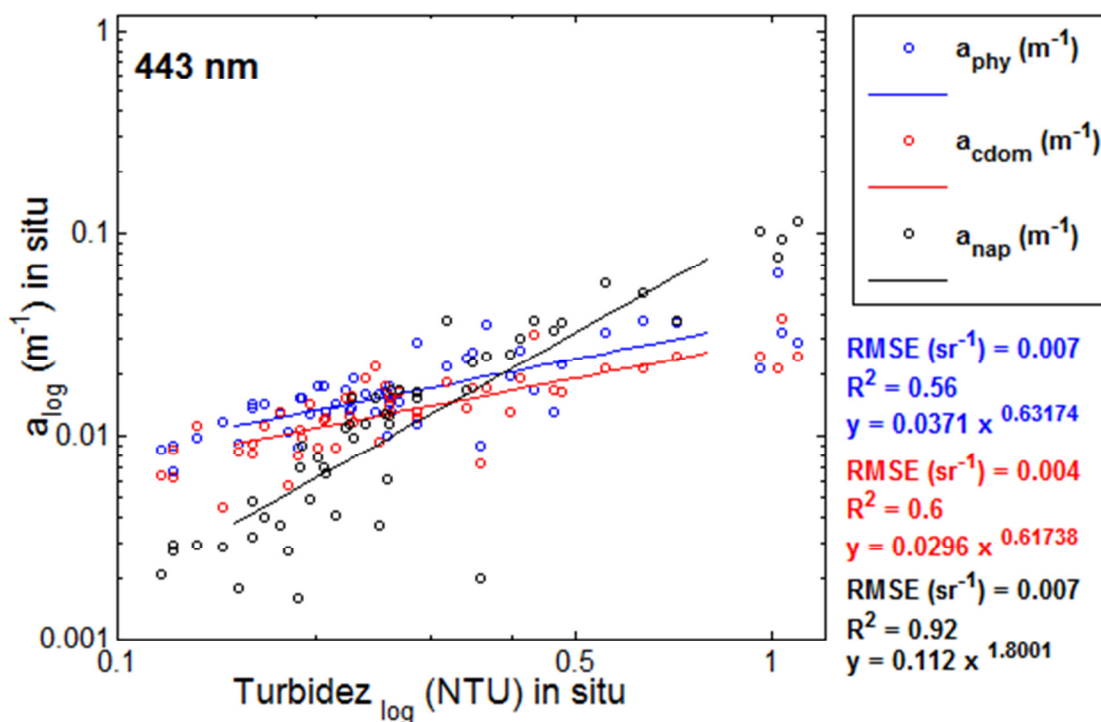


Figura 6.34 – Coeficientes de absorção biogênica (a , m^{-1}) (em log10) de a_{phy} (443) (em azul), a_{cdom} (443) (em vermelho) e a_{nap} (443) (em preto) vs. a Turbidez (NTU), com os respectivos erros médios quadráticos, coeficientes de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.

Os espectros do coeficiente de retroespalhamento de partículas (b_{bp} , m^{-1}) são apresentados na Figura 6.35 nos comprimentos de onda 443, 490, 510 e 555 nm. Os valores médios de b_{bp} (555) foram de $0,005 m^{-1}$ com um alto desvio padrão ($\pm 0,004 m^{-1}$) devido, principalmente, aos valores obtidos nas estações 16, 22, 26, 30 e 38 (Figura 6.50). Os valores de b_{bp} obtidos no CALIOPE 2 foram altos principalmente na região norte, quando comparados aos obtidos durante o cruzeiro CALIOPE 1, onde os valores de b_{bp} atingiram valores típicos de águas oligotróficas ($< 0,001 m^{-1}$ em 442 nm), próximo a valores de água pura. No presente estudo, o máximo registrado foi de $0,017 m^{-1}$ em 443 nm.

No primeiro cruzeiro o máximo registrado foi de $0,01 m^{-1}$, sendo ambas as distribuições, CALIOPE 1 e 2, associadas às zonas de mineração (DUPOUY, et al. 2014), entre Thio e Touho (Figura 6.36) onde provavelmente existem grandes aportes de solo laterítico que podem proporcionar a elevação de b_{bp} (DUPOUY et al., 2010). Nas duas campanhas, a região sul da LLNC obteve os menores valores ($\sim 0,004 m^{-1}$),

assemelhando-se a águas da laguna sudoeste (MURAKAMI; DUPOUY, 2010) onde é registrada uma maior influência de águas oceânicas (DUPOUY et al. 2010).

Episódios de chuvas, no período de março a abril de 2008, resultaram em um grande aumento na Cl_a na laguna sul e sudoeste da Nova Caledônia atribuída ao aumento da disponibilidade de nutrientes provenientes da drenagem continental (DUPOUY, et al. 2013). No mesmo evento, baixos valores de retroespalhamento estiveram associados às plumas ricas em clorofila- a e nutrientes. Isso se deve a maior eficiência da absorção fitoplanctônica em relação ao espalhamento em águas com baixas concentrações de sedimentos em suspensão.

A inclinação espectral do b_{bp} ($S_{b_{bp}}$) foi calculada pela lei de potência para cada estação com base no intervalo entre os comprimentos de onda medidos 443-555 nm (Figura 6.37). A média entre as estações foi de $\sim 0,07 \text{ nm}^{-1}$ com desvio padrão de $\pm 0,1 \text{ nm}^{-1}$. Este é um valor baixo, comparado ao encontrado em águas mais oceânicas (entre 1 a ~ 3) e pode estar associado à dominância de partículas maiores (LOISEL et al., 2006), que devem ser principalmente partículas não-algais abundantes na laguna durante o período estudado. O b_{bp} foi pouco explicado pela distribuição da Cl_a (R^2 0,34) e a_{phy} (R^2 0,47) e bem explicado pela distribuição do a_{cdom} (R^2 0,76) e a_{nap} (R^2 0,89) (Figuras 6.38 e 6.39). Isso reforça que as partículas não algais foram abundantes e dominantes tanto na absorção biogênica como no retroespalhamento das partículas na LLNC.

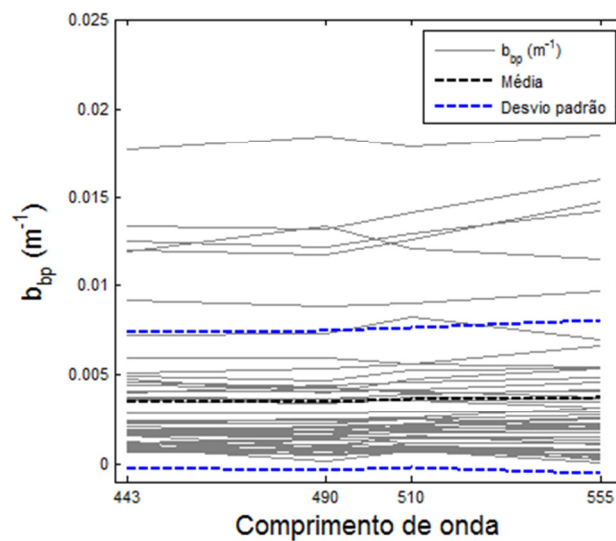
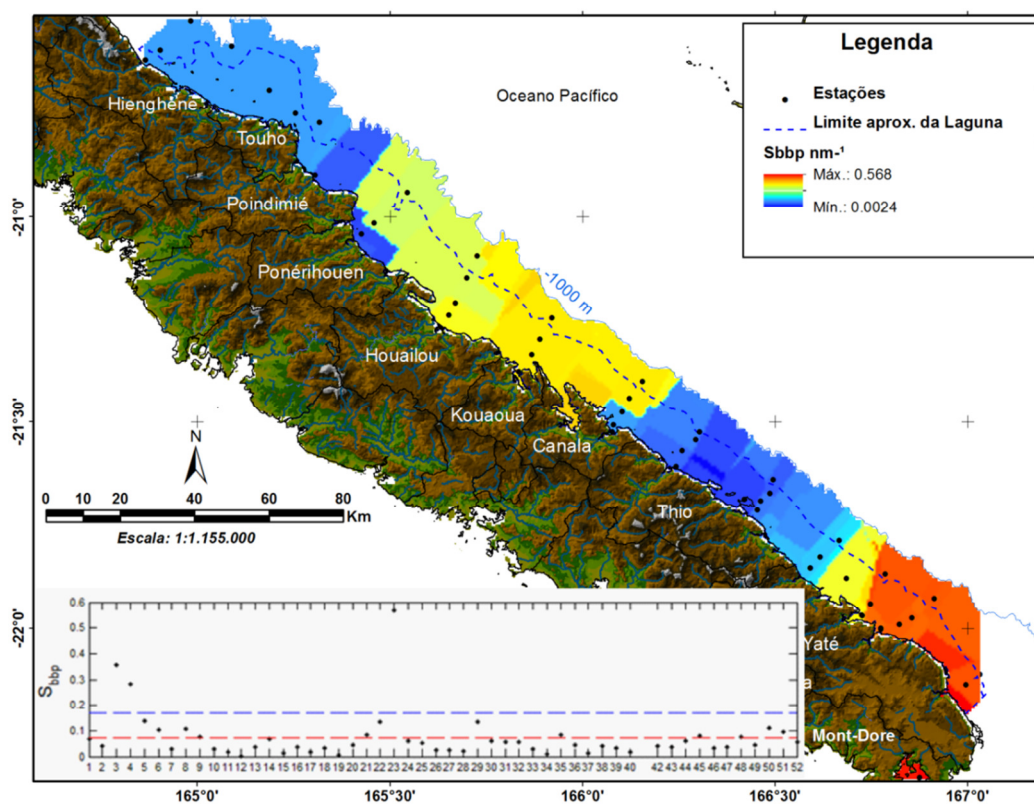
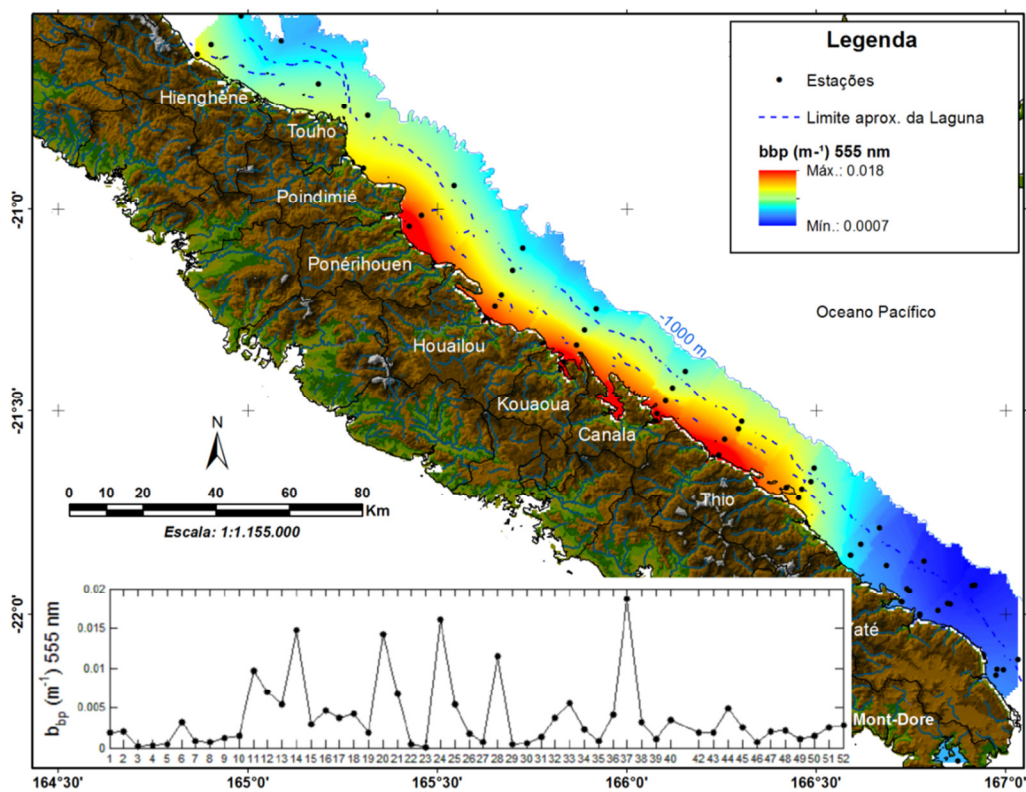


Figura 6.35 – Espectros de $b_{bp} \text{ m}^{-1}$ *in situ* de 51 estações (linha cinza), médios (tracejado preto) e o desvio padrão (tracejado em azul).



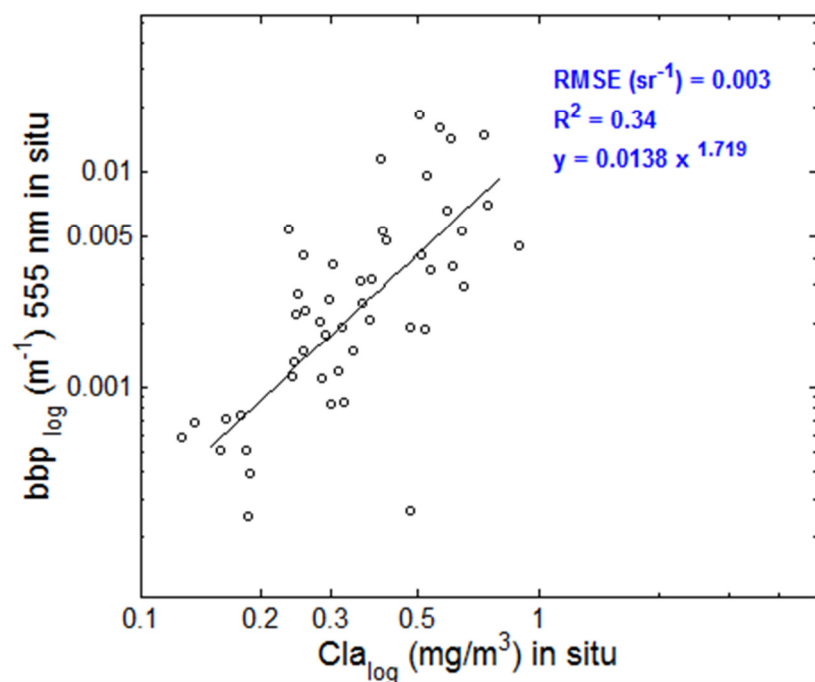


Figura 6.38 – Coeficientes de retroespalhamento de partículas ($b_{bp} \text{ m}^{-1}$ eixos em log10) com os respectivos erro médio quadrático, coeficiente de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.

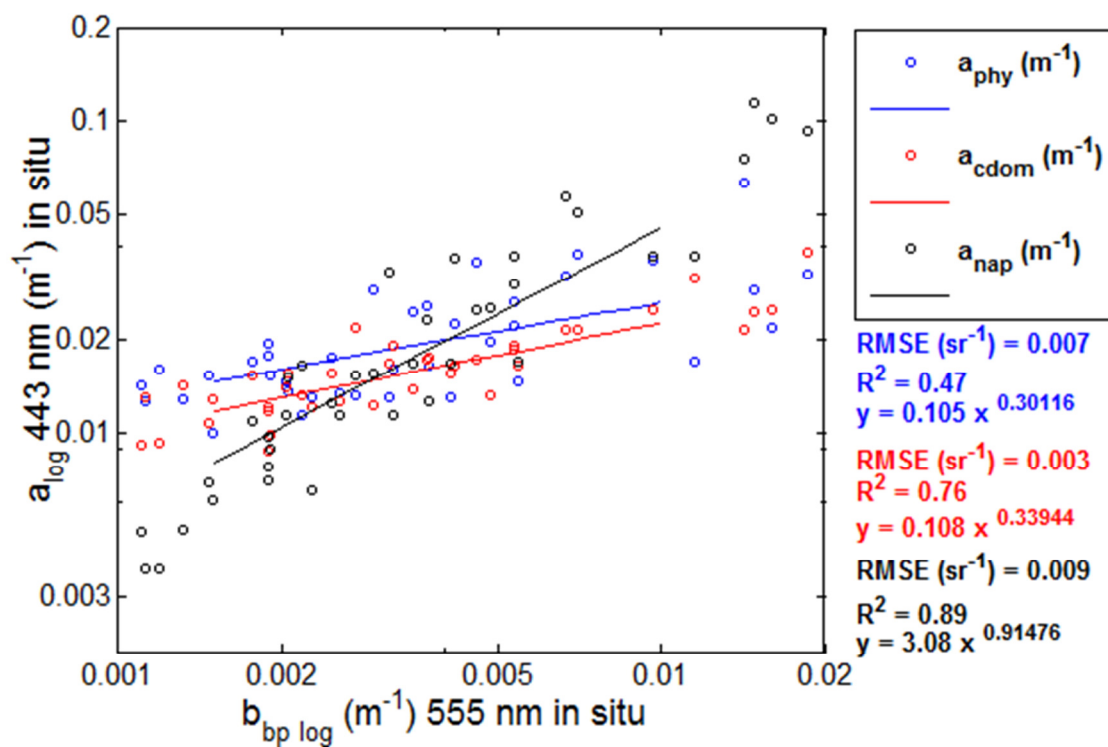


Figura 6.39 – Coeficiente de retroespalhamento de partículas ($b_{bp} \text{ m}^{-1}$ 555 nm, eixos em log10) por a_{phy} (443 nm, em azul), a_{cdom} (443 nm, em vermelho) e a_{anap} (443 nm, em preto) com os respectivos erro médio quadrático, coeficiente de determinação (R^2) e a equação de ajuste polinomial para as 51 estações amostradas na LLNC.

6.5. *Cla in situ* vs. Dados modelados com $R_{rs}T$ *in situ* & Produtos MODIS-Aqua

Devido à menor quantidade de estações amostradas com o radiômetro Satlantic e às incertezas nos menores comprimentos de onda, atribuída aos dados coletados pelo equipamento FieldSpec, optou-se pelo uso dos dados amostrados com o radiômetro TriOS para as demais análises e experimentos.

A seguir são apresentadas comparações entre a *Cla* (mg/m^3) (*in situ*, usada como referência) com as estimadas a partir da aplicação dos modelos GSM (Figura 6.41[A]), OC3M (Figura 6.40 [B]) e RP95 (Figura 6.40 [C]) usando a $R_{rs}T$ (“ $RCla$ ”, $N = 49$) e, as *Cla* estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (“ $MCla$ ”, $N = 27$) com os modelos de cor do oceano GSM (Figura 6.40 [D]), OC3M (Figura 6.40 [E]) e GIOP (Figura 6.40 [F]).

Em condições de águas mais claras, que podem ocorrer principalmente no período de seca, a reflectância de fundo da laguna pode influenciar a reflectância de superfície e induzir erros na determinação da *Cla* nas áreas rasas (DUPOUY, et al. 2008). No presente estudo, em razão da maior turbidez em águas rasas amostradas na LLNC, não foram constatadas (após o teste Z90) interferências da reflectância de fundo sobre as medidas de R_{rs} *in situ* analisadas. No entanto, os dados orbitais MODIS-Aqua utilizados no presente estudo podem ter sofrido interferência de fundo através da contaminação de sub-pixels, principalmente quando localizados próximos a recifes de corais.

Como esperado, os resultados obtidos com a recuperação da $RCla$ foram melhores que os resultados obtidos pela $MCla$. A $RCla$ apresentou um viés negativo (UPD médio de - 67 %) para os três modelos analisados, superestimando a *Cla*, enquanto que, a $MCla$ (com UPD médio de 38.7 %) subestimou a *Cla* na maior parte das estações. Tanto para os modelos aplicados às imagens de satélite quanto para a $R_{rs}T$, os valores recuperados de *Cla* apresentaram suas maiores incertezas em estações costeiras (≤ 75 m) onde maiores proporções de a_{nap} e a_{cdom} e valores de b_{bp} foram registrados (Figuras 6.31, 6.28 e 6.36).

Além da maior complexidade óptica das estações mais costeiras no interior laguna, que afetou a modelagem bio-óptica tanto para o $R_{rs}T$ e R_{rs} MODIS, a tendência de

subestimação da Cla MODIS pode ser causada por erros residuais na correção atmosférica, efeitos de adjacência do continente, nuvens, contaminação de sub-pixel pelo fundo marinho e barreira de corais na R_{rs} MODIS, que é especialmente dificultada em águas costeiras opticamente complexas (BAILLEY; WERDELL, 2006; WANG; SHI, 2009).

Analisando a Figura 6.23 (capítulo 6.3) é possível notar que a R_{rs} MODIS teve de fato uma tendência de superestimar (UPD = -15 %) as bandas do azul (443 nm) e subestimar (UPD = 27 %) as do verde (555 nm), comparado ao $R_{rs}T$ (*in situ*). Com isso as águas da LLNC pareceram mais “claras” com a R_{rs} MODIS recuperada, subestimando a Cla pelos modelos bio-ópticos.

A recuperação da Cla pelo modelo GSM (Figura 6.40 [A]) apresentou os melhores resultados a partir da $RCla$ com um $R^2 = 0,53$. O UPD de -33 % demonstra que houve uma superestimação dos dados modelados pelo GSM em relação à Cla medida *in situ*, com erro médio quadrático (RMSE) de $0,4 \text{ mg/m}^3$.

Para este mesmo modelo, a $MCla$ (Figura 6.40 [D]) teve uma dispersão bem maior com um $R^2 = 0,094$ e subestimou a Cla com um UPD de 48 % (RPD de 60%) na maior parte das estações, com exceção das mais rasas. Sendo um modelo que utiliza o espectro de R_{rs} (sem fazer uso de razões de bandas), ele está mais sujeito a interferências de erros residuais como e.g. a correção atmosférica como no caso da $MCla$ (Figura 6.40 [D]). Por este motivo, a maior subestimação da $MCla$ foi obtida com o GSM.

No caso da Cla modelada usando $R_{rs}T$, a falha do GSM pode ter ocorrido em função da complexidade óptica da laguna e as diferenças entre os parâmetros específicos globais usados no GSM01, e aqueles medidos na LLNC durante a campanha CALIOPE 2. Os parâmetros definidos no GSM01 são: $0,05583 \text{ m}^2/\text{mg}Cl_a$ para o a^*_{phy} (443), $0,020/\text{nm}$ para o S_{cdom} e $1,0337$ para o S_{bbp} .

No presente estudo o valor médio do a^*_{phy} (443) foi de $0,05 \text{ m}^2/\text{mg}Cl_a$, isto é, bem próximo do valor definido no GSM01. Já o S_{cdom} foi menor com $0,15$ e o S_{bbp} bem menor com $0,07$. Sendo o parâmetro de inclinação do b_{bp} medido *in situ* menor que o ajustado para o modelo, isso provoca um efeito de reduzir a R_{rs} nas bandas do azul. O

modelo “interpretou” isto como uma maior absorção biogênica e não um menor b_{bp} do azul. Provavelmente por este motivo o modelo tendeu a superestimar a Cl_a na maior parte das estações da LLNC (Figura 6.40 [A]).

O modelo OC3M (Figura 6.40 [B]) apresentou um desempenho similar ao GSM (R_{rsT}) para as estações mais profundas e externas da laguna, mas superestimou muito mais as estações mais rasas, aumentando a dispersão com um R^2 de 0,34 e o UPD com -38%. Isso porque o modelo empírico está ainda mais sujeito à erros induzidos pela complexidade bio-ópticas do sistema, e tende a superestimar a Cl_a em águas ricas em CDOM e NAP (SZETO et al., 2011; RUDORFF et al., 2014).

Em contrapartida, este mesmo modelo obteve o melhor resultado relativo para a MCl_a ($R^2 = 0,14$) (Figura 6.40 [E]), e no geral subestimou a Cl_a em 21 %. Mas superestimou as estações mais costeiras. O melhor desempenho do OC3M na estimação da MCl_a pode ser devido ao uso das razões de bandas que reduzem os erros provocados pela ineficiência da correção atmosférica (além de erros de calibração do sensor, que são correlacionados entre as bandas) (BAILEY; WERDELL, 2006).

O modelo RP95 (Figura 6.40 [C]) teve uma dispersão menor ($R^2 = 0,4$) do que o OC3M para a RCl_a . No entanto, superestimou em muito (UPD = -130 %) a Cl_a em todas as estações, principalmente as mais rasas.

Neste modelo o $a_{phy}^*(443)$ foi ajustado usando uma base de dados in situ com mistura de águas costeiras, estuarinas e oceânicas em uma região produtiva do Pacífico Leste (*San Juan Arquipelago*). Como a área de estudo do presente trabalho é mais caracterizada pela dominância de células menores típicas de águas oligo-mesotróficas, o $a_{phy}^*(443)$ in situ ($0,05 \pm 0,008$ m²/mg Cl_a) é maior que o $a_{phy}^*(443)$ ($0,038 \pm 0,012$ m²/mg Cl_a) ajustado.

Um conjunto maior de $a_{phy}^*(443)$ medidos ou ajustados para a área de estudo poderá melhorar a estimação do modelo RP95 e consequentemente seus resultados (ROESLER; BOSS, 2003). Uma alternativa é também adaptar o modelo para considerar a mistura de diferentes classes de tamanho de fitoplankton como em Ciotti e Bricaud (2006).

Por fim, os resultados com o modelo GIOP (Figura 6.40 [F]) para a MCla foram semelhantes ao GSM01 já que ambos têm o mesmo princípio de funcionamento, com um R^2 de 0,1, e uma subestimação global da Cla em 47 %, ainda superestimando as estações mais costeiras.

Para obter melhores resultados tanto com o GSM como com o GIOP, seria necessário testar diferentes parametrizações dos coeficientes específicos. Melhores resultados poderiam ter sido obtidos através de ajustes regionais. No entanto, um ajuste regional adequado requer uma base de dados *in situ* mais robusta, abrangendo as diferentes estações sazonais, o que está prevista no âmbito no projeto TREMOLO.

O desempenho adequado dos modelos semi-analíticos na LLNC dependem juntamente com o ajuste regional e sazonal de parâmetros específicos, de uma melhor correção atmosférica aplicada à R_{rs} medida por satélite para a região. No caso do presente estudo, utilizando os produtos padrões MODIS-Aqua implementados no SEADAS, o OC3M foi o que apresentou melhor desempenho, pois os erros na correção atmosférica da R_{rs} MODIS foram de certa forma compensados pelos erros decorrentes de complexidades bio-ópticas nas estações intermediárias e mais externas da laguna, com o uso das razões de bandas.

Os resultados dos modelos para RCla e MCla, quando analisados separadamente em estações internas (I) e externas (E) à LLNC (Figura 6.41 e 6.42, classificação Tabela 1) evidenciam os erros relacionados às águas de maior complexidade óptica no interior na LLNC. Nas estações externas e mais oceânicas da laguna, os resultados obtidos pelos modelos são visivelmente melhores do que em regiões internas (costeiras).

Para a RCla de estações internas à laguna, o padrão de superestimação aumentou em relação a análise de todo o conjunto de estações principalmente para os modelos GSM e OC3M (UPD = -45 e -58 %) (Figura 6.41 [A] e [B]). O modelo GSM apresentou o melhor resultado com um $R^2 = 0,55$, seguido do modelo RP95 (Figura 6.41 [C]) com um $R^2 = 0,4$ mantendo o padrão alto de superestimação da Cla (UPD = -126 %). Como esperado, o modelo OC3M obteve o pior resultado com um $R^2 = 0,34$, sendo o mesmo melhor adaptado às águas Caso 1. Para a MCla em estações costeiras (Figura 6.41 [D], [E] e [F]), a dispersão aumentou (R^2 entre 0,02 e 0,04) principalmente nos modelos

OC3M e GIOP, e foram pouco alterados com o modelo GSM. O modelo OC3M que, na análise de todo o conjunto de estações subestimava a *Cla*, agora passou a superestimar (UPD = -10 %).

Quando analisadas somente em estações externas à LLNC (Figura 6.42), os resultados obtidos tanto para *RCla* quanto para *MCla* mostram uma melhora na estimação da *Cla*, que é bem expressiva para *MCla* (Figura 6.42 [D], [E] e [F]).

Para *RCla* nas estações externas (Figura 6.42 [A], [B] e [C]) o pior resultado foi obtido com o modelo RP95 ($R^2 = 0,52$) que em sua concepção é melhor adaptado para águas costeiras, superestimando ainda mais (UPD = -140 %) a estimação da *Cla* em águas externas à LLNC apesar de manter um erro médio quadrático inferior (RMSE = 0,2 mg/m³) ao registrado em águas internas (RMSE = 0,8 mg/m³).

Os modelos GSM e OC3M (Figura 6.42 [D] e [E]) em águas externas subestimaram a *Cla* (com UPD de 6 e 23.5 %, respectivamente) e apresentaram resultados superiores (R^2 de 0,69 e 0,64 e RMSE de 0,08 e 0,09) aos obtidos na análise do conjunto total de estações e de estações costeiras, mostrando a maior adaptação destes modelos (principalmente o OC3M) em águas oceânicas.

Para *MCla* em estações externas à LLNC (Figura 6.42), a melhor estimação da *Cla* foi obtida através do modelo OC3M ($R^2 = 0,8$ e UPD = 66 %), seguido do GSM ($R^2 = 0,77$ e UPD = 64 %) e GIOP ($R^2 = 0,58$ e UPD = 33 %) (Figura 6.42, [D], [E] e [F]).

A *Cla* foi superestimada pela *MCla* em boa parte das amostras em regiões internas da LLNC, enquanto que as externas foram sempre subestimadas. O mesmo resultado foi encontrado por Dupouy, et al. 2012 na comparação da *Cla in situ* amostradas na região sudoeste da Nova Caledônia com dados de *Cla* estimados pelo modelo OC3M a partir de imagens do sensor MODIS. Este fato foi atribuído a águas onde os coeficientes de absorção e retroespalhamento são pouco relacionados com a *Cla* (DUPOUY et al., 2010).

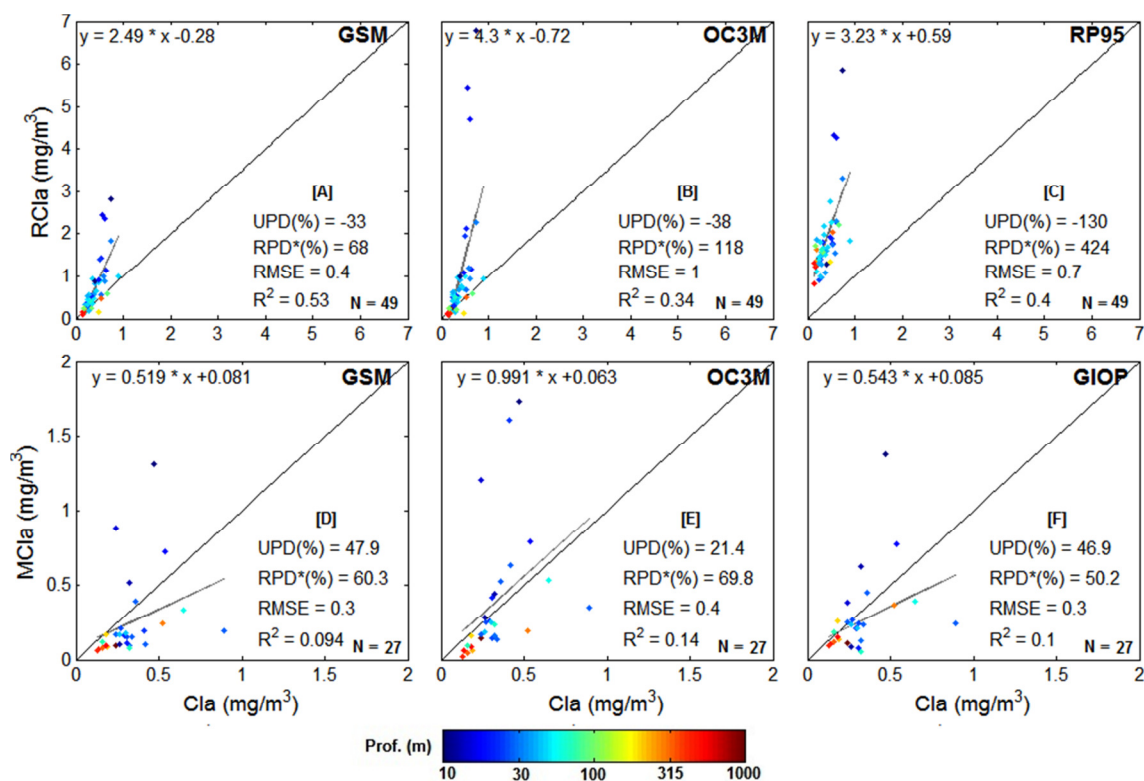


Figura 6.40 – Comparações entre a Cla (mg/m³) determinadas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ (“RCla”, N=49) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (“MCla”, N=27) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).

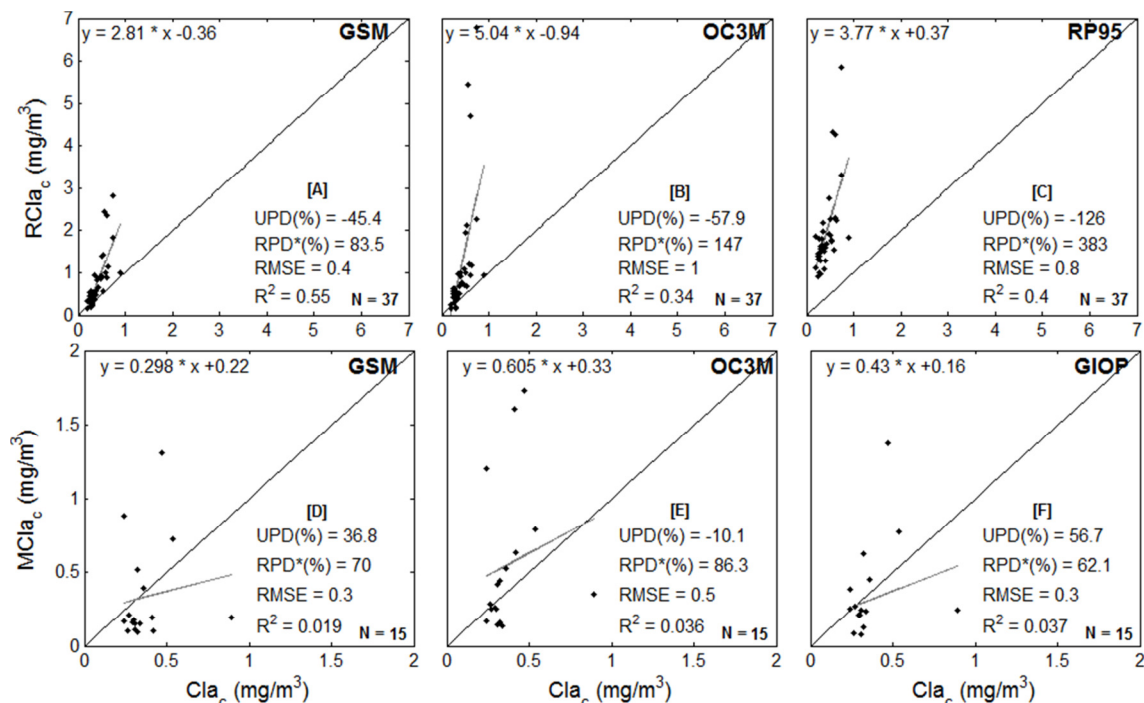


Figura 6.41 – Comparações entre a Cla (mg/m³) da região externa da LLNC medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ (“RCla”, N=37, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (“MCla”, N=15, abaixo) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).

Tanto a RCl_a quanto a MCl_a estimada em regiões costeiras, foram as principais responsáveis pelos erros obtidos. Tzortziou et al. (2006, 2007) concluíram, após analisar dados bio-ópticos *in situ* coletados em uma região do norte da baía de Chesapeake, que os algoritmos de cor do oceano global atualmente utilizados tendem a falhar em águas costeiras com altas concentrações NAP e Cl_a.

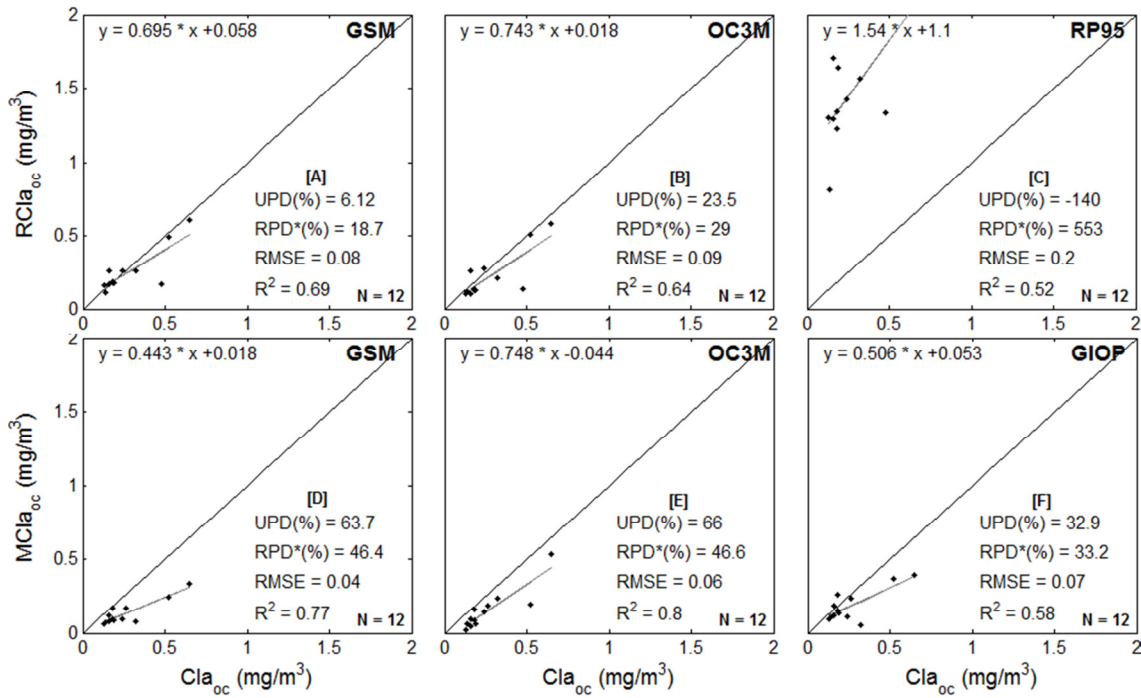


Figura 6.42 – Comparações entre a Cl_a (mg/m³) da região externa da LLNC medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), OC3M ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ (“RCl_a”, N=12, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (“MCl_a”, N=12, abaixo) com os modelos GSM ([D]), OC3M ([E]) e GIOP ([F]).

A seguir são apresentadas comparações (em 443 nm) entre os dados de coeficiente de absorção biogênica (a_{phy} e a_{dg}) e de retroespalhamento das partículas (b_{bp}) medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM, QAA e RP95 sobre a $R_{rs}T$ (N = 49) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (N = 27) com os modelos de cor do oceano GSM, QAA e GIOP.

A recuperação de a_{phy} (443) (referência) em relação à estimada pelo modelo GSM a partir da $R_{rs}T$ (Ra_{phy} (443)) apresentou a menor dispersão com um $R^2 = 0,55$ (Figura 6.43 [A]) e uma tendência maior de superestimação principalmente de estações mais costeiras, com UPD de -54,4 % e com erro médio quadrático de $0,02 \text{ m}^{-1}$. Essa

superestimação pode ter sido decorrente do maior valor de S_{bbp} usado no modelo global, comparado aos valores de S_{bbp} medidos na campanha, como discutido anteriormente (em relação às estimativas de Cl_a).

Os modelos QAA e RP95 (Figura 6.43 [B] e [C]) tiveram uma dispersão maior ($R^2 = 0,22$ e $0,34$, respectivamente), mas com estimativas mais próximas da linha de 1:1. Estes dois modelos são mais “flexíveis” e ajustados para águas interiores. No caso do QAA os parâmetros específicos S_{adg} e S_{bbp} são derivados empiricamente com razões de bandas de R_{rs} e o a_{phy} é derivado analiticamente sem uso do a^*_{phy} (LEE et al., 2007).

Uma vez que os valores de $RCla$ no modelo RP95 foram extremamente superestimados, era de se esperar uma superestimação de Ra_{phy} (UPD = -82.1). Apesar disso, foi o que melhor seguiu a linha de 1:1 na regressão obtendo um R^2 de 0,34 e.g. melhor que os resultados obtidos com o modelo QAA.

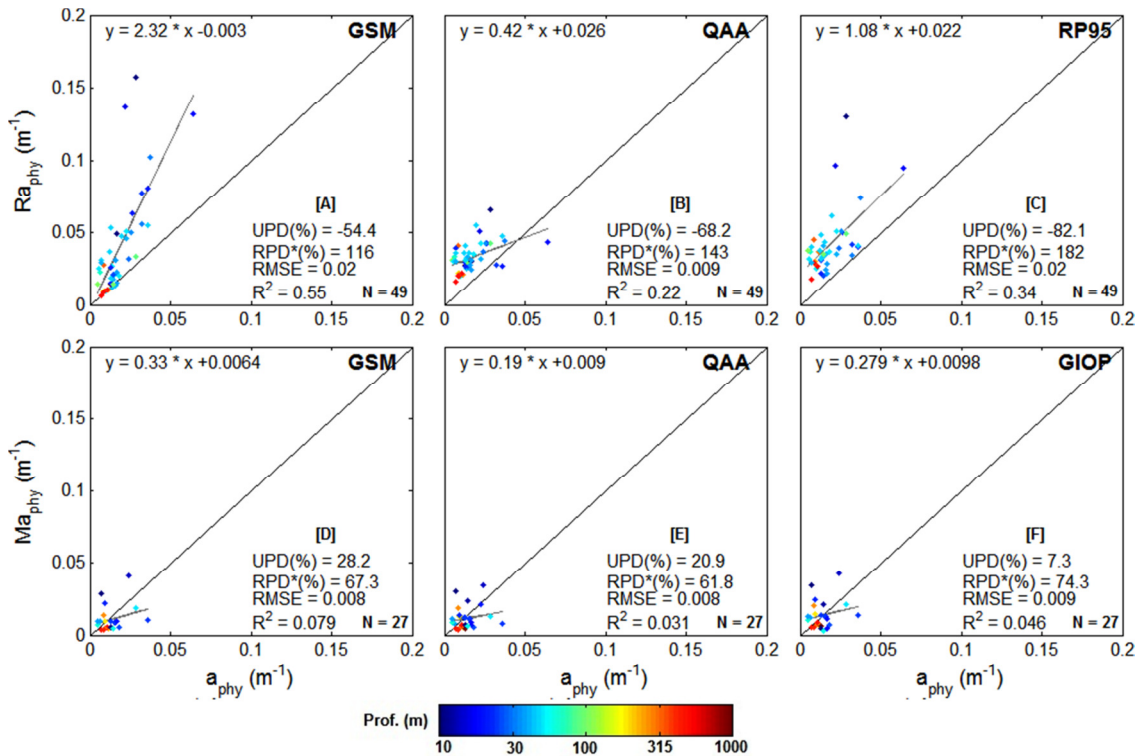


Figura 6.43 - Comparações entre a a_{phy} (443) (m^{-1}) medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a R_{rsT} (“ Ra_{phy} ”, N=49, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (“ Ma_{phy} ”, N=27, abaixo) com os modelos GSM ([D]), QAA ([E]) e GIOP ([F]).

Tanto para o GSM, QAA, e GIOP a $a_{\text{phy}}(443)$ obtida da R_{rs} MODIS-Aqua ($Ma_{\text{phy}}(443)$) apresentou resultados bem inferiores com uma dispersão alta com $R^2 < 0,08$, mas com valores mais próximos da linha 1:1 e menor erro médio quadrático para o GSM e QAA, comparado à $Ra_{\text{phy}}(443)$.

O coeficiente $a_{\text{dg}}(443)$ apresentou um desempenho melhor que o $a_{\text{phy}}(443)$ em todos os modelos tanto para a $R_{\text{rs}}T$ como R_{rs} MODIS (Figura 6.44). Para o $R_{\text{rs}}T$ as estimativas de $a_{\text{dg}}(443)$ tiveram um R^2 entre 0,86 e 0,89 (Figura 6.44). O UPD demonstra uma superestimação dos dados (entre -14,7 e -40,9 %), sendo o QAA (Figura 6.44 [B]) o melhor ajustado aos dados obtidos em laboratório. Murakami et. al. (2012) obtiveram bons resultados para a $a_{\text{dg}}(443)$ determinada por $R_{\text{rs}}T$ (RMSE = 0,175 m^{-1}) na laguna da região sudoeste da Nova Caledônia quando estimados através do método Matriz de Inversão Linear (LMI, HOGE; LYON, 1996).

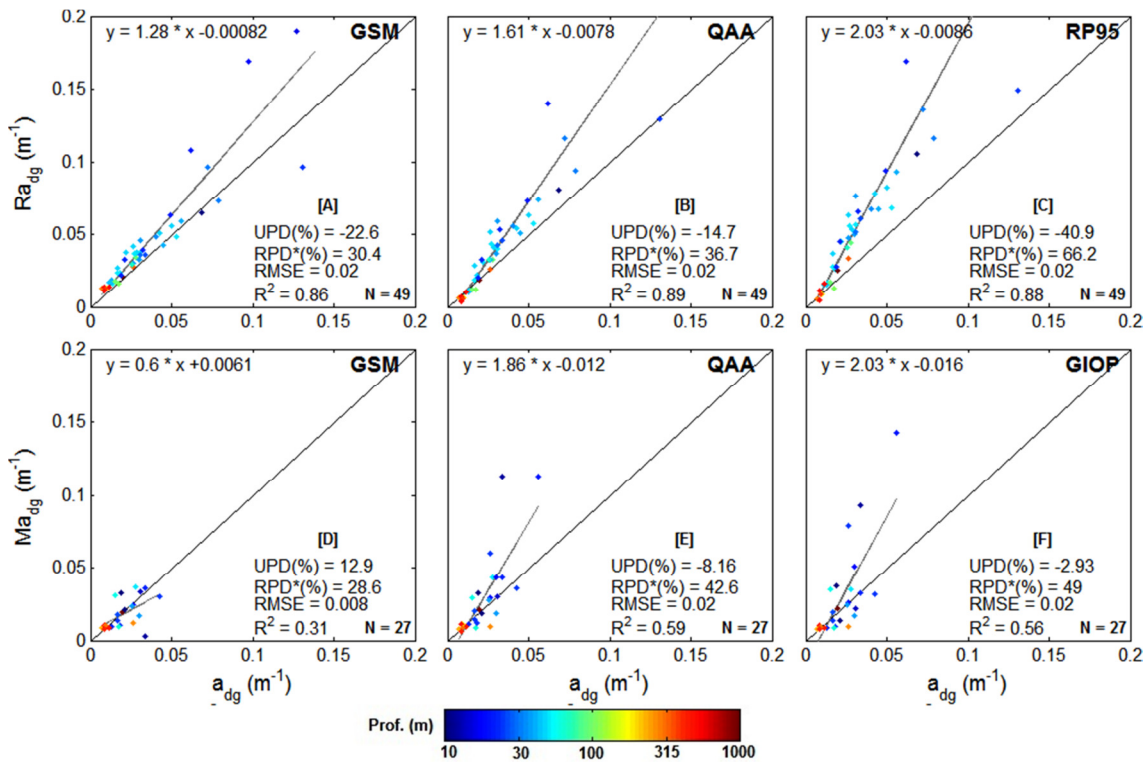


Figura 6.44 - Comparações entre a $a_{\text{dg}}(443)$ (m^{-1}) medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{\text{rs}}T$ (" Ra_{dg} ", N=49, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (" Ma_{dg} ", N=27, abaixo) com os modelos GSM ([D]), QAA ([E]) e GIOP ([F]).

Com relação aos dados orbitais (Ma_{dg} (443)) os melhores desempenhos foram dos modelos QAA (Figura 6.44 [E]) com um R^2 de 0,59 e UPD de -8,16 % e GIOP (Figura 6.44 [F]) com um R^2 de 0,56 e UPD de -2,93 %. O modelo GSM (Figura 6.44[D]) foi o pior em relação aos demais modelos com um R^2 de 0,31 e UPD de 12,9 %.

Em todos os modelos testados, tanto para Ra_{dg} (443) quanto para Ma_{dg} (443), houve uma superestimação dos dados modelados, principalmente em regiões costeiras (mais rasas), em relação aos valores de referência medidos *in situ*. Melhores resultados para Ma_{dg} (443) foram encontrados por Murakami et. al. (2012) com imagens de 500 m do sensor MODIS processadas adotando estimativas de POI (a_{dg} e b_{bp}).

A recuperação do b_{bp} (443) obtido pelo equipamento H6S (usado como referência) em relação à estimada pelos 3 modelos a partir da $R_{rs}T$ (Rb_{bp}) apresentaram bons resultados (Figura 6.45) com um R^2 entre 0,73 e 0,78, sendo o QAA (Figura 6.45 [B]) o melhor ajustado.

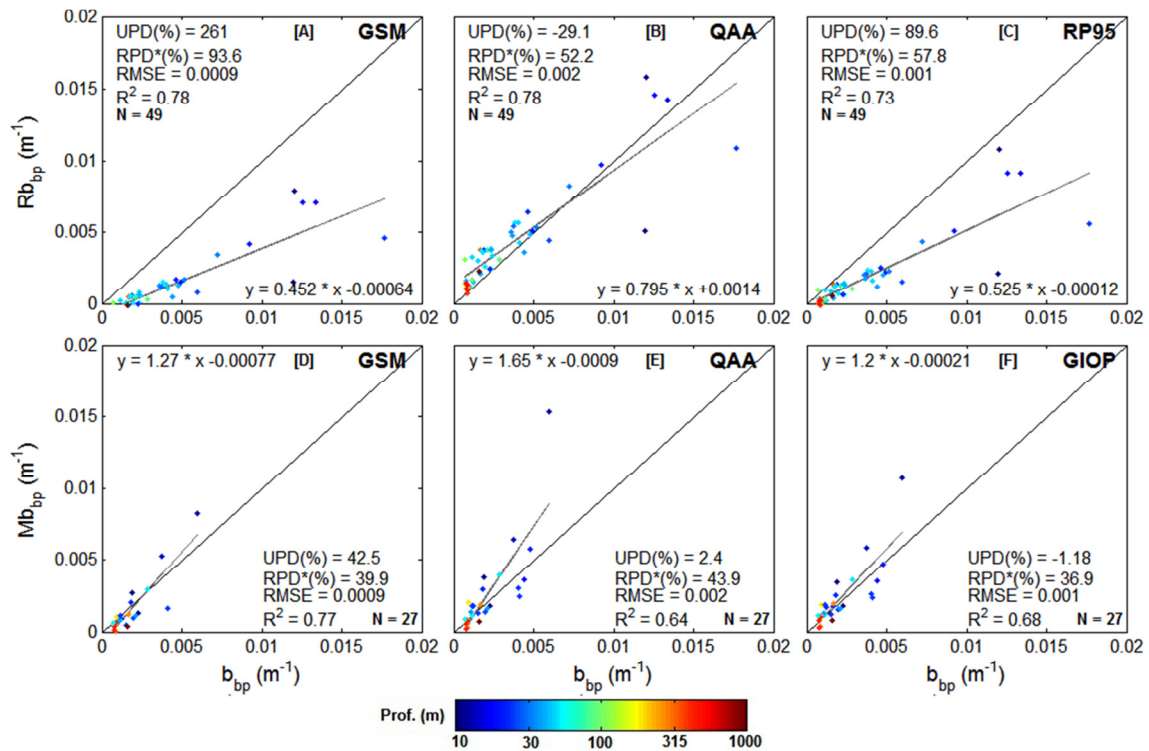


Figura 6.45 - Comparações entre a b_{bp} (443) (m⁻¹) medidas *in situ* com as estimadas: a partir da aplicação dos modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]) sobre a $R_{rs}T$ (" Rb_{bp} ", N=48, acima) e, as estimadas a partir do processamento de imagens do sensor MODIS-Aqua (" Mb_{bp} ", N=27, abaixo) com os modelos GSM ([A]), QAA ([B]) e RP95 ([C]).

O UPD demonstra uma superestimação dos dados pelo modelo QAA (-29 %) com subestimação em regiões costeiras. Já para nos modelos GSM (Figura 6.45 [A]) e RP95 (Figura 6.45 [C]) houve subestimação em todas as amostras e principalmente em regiões costeiras. A subestimação do GSM pode ser decorrente do maior valor de S_{bbp} usado no modelo.

Com relação aos dados orbitais (Mb_{bp} (443)) as estimativas também foram boas, com R^2 de 0,77 (UPD = 42,5 %) para o GSM, (Figura 6.45 [D]), seguido dos modelos GIOP (Figura 6.45 [F]) com um R^2 de 0,68 e superestimação de -1,18 % (UPD) e QAA (Figura 6.45 [E]) com um R^2 de 0,64 e subestimação de 2,4 % (UPD). As maiores superestimações foram para as estações mais costeiras.

A recuperação precisa dos parâmetros ambientais marinhos (e.g. Cl_a) através do sensoriamento remoto da cor do oceano é dificultada em águas costeiras pelas altas concentrações de constituintes opticamente ativos misturados, em particular o CDOM e NAP, que interagem com o campo de luz submerso juntamente com o fitoplâncton (DARECKI; STRAMSKI, 2004).

Assim, uma melhor parametrização de algoritmos de cor do oceano é necessária e, portanto, muitos estudos têm tentado descrever a variabilidade das POI nas águas costeiras dos oceanos do mundo para o futuro desenvolvimento de modelos específicos para cada região.

7 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O principal objetivo da campanha CALIOPE 2 dentro do Projeto TREMOLO foi avaliar a distribuição e os impactos das plumas de sedimentos e fontes CDOM da contribuição continental de rios na laguna leste da Nova Caledônia, especialmente em regiões onde a atividade de mineração é mais intensa (entre Canala e Thio, e perto Ponérihouen). Mesmo com a ausência de chuva durante a campanha, algumas diferenças como maiores coeficientes de absorção do fitoplâncton, CDOM, NAP e retroespalhamento das partículas marinhas, principalmente próximo às mineradoras e rios foram notadas entre o primeiro cruzeiro realizado durante a estação seca (Calíope 1, outubro de 2011) e a segunda campanha de verão (CALIOPE 2) na distribuição espacial dos constituintes da água.

Os ventos fortes (até 16 m/s) e cobertura de nuvens persistentes ($> 5/8$) apresentaram desafios para a recuperação da R_{rs} in situ e orbital. Os dados de $R_{rs}S$ e $R_{rs}T$ foram coerentes entre si mesmo fazendo uso de diferentes métodos na obtenção da R_{rs} (E_s ou E_d). O menor número amostral realizado com o equipamento Satlantic determinou que a $R_{rs}T$ fosse utilizada para a aplicação dos modelos bio-ópticos no presente estudo para a LLNC. Mas a coerência obtida entre os dois métodos submersos mostrou a robustez da R_{rs} determinada por ambos, o que é importante para os programas de validação e monitoramento bio-óptico da LLNC.

Radiômetros acima da água, como o FieldSpec, são mais práticos por terem uma logística de operação mais fácil e são indicados para ambientes rasos com elevada turbidez (MUELLER et al., 2003). No entanto, o presente trabalho mostrou que em condições ambientais mais adversas com ventos intensos, céu parcialmente nublado e ângulo zenital solar elevado, uma superestimação nas medidas de $R_{rs}F$ acima da água, principalmente nos menores comprimentos de onda, dificilmente pode ser corrigida o que inviabiliza a validação de dados orbitais, a não ser que se use modelos com razões de bandas. A aplicação da correção residual (800 nm) para a $R_{rs}F$ ajudou a reduzir valores espectrais elevados. No entanto, as incertezas relacionadas principalmente aos menores comprimentos de onda, não pôde ser eliminada. A aplicação do FCB mostrou ser mais útil na correção de espectros extremos na faixa do visível (< 412 nm e > 600 nm).

Em relação aos parâmetros bio-ópticos, os valores médios obtidos para a_{tw} foram semelhantes aos obtidos em outras regiões do Oceano Pacífico. Os valores do desvio padrão mínimo da $a_{tw}(\lambda)$ foram bem próximos aos valores de $a_w(\lambda)$ estimados por Pope e Fry (1997). De maneira geral, as águas da LLNC foram caracterizadas como de Caso 2 com proporções entre 30-55% de absorção da matéria orgânica dissolvida colorida (CDOM) e, entre 30-70% de absorção de partículas não-algais (NAP) em relação a a_{t-w} introduzidas por aporte continental e resuspensão em áreas rasas.

As maiores fontes de incertezas obtidas na estimativa dos constituintes ópticos pelos modelos de cor do oceano estiveram associadas principalmente às regiões internas da LLNC onde a profundidade local foi inferior a ~ 75 m. No setor mais externo da laguna que comunica com o oceano adjacente, os resultados foram melhores demonstrando a maior adaptação dos modelos de cor do oceano nestas regiões.

Os resultados da recuperação da *Cla* tiveram diferenças nos 3 modelos analisados (GSM, OC3M e RP95). A *Cla* modelada teve uma tendência de ser superestimada por todos os modelos, principalmente para as estações mais rasas, usando a $R_{rs}T$ *in situ*, sendo que o melhor modelo foi o GSM ($R^2 = 0.53$). Apesar das comparações entre a $R_{rs}T$ e R_{rs} MODIS terem sido razoavelmente boas, o modelo de *Cla* quando aplicado aos dados MODIS apresentou uma degradação importante do desempenho, revelando que pequenos erros espectrais na determinação da R_{rs} propagam erros bem maiores na modelagem bio-óptica.

A *Cla* modelada com dados MODIS apresentou uma tendência maior de subestimação principalmente para as águas mais profundas, possivelmente decorrentes de incertezas na correção atmosférica, efeito de adjacência, contaminação de sub-pixel pelo fundo marinho e por recifes de coral na R_{rs} orbital (aumentando R_{rs} para as bandas do azul nas águas mais claras). Neste caso o melhor modelo foi o OC3M que apesar de ser empírico e ajustado para águas Caso 1, provavelmente compensou os erros referentes à absorção maior do CDOM e NAP, com os erros da R_{rs} orbital já que utiliza razões de bandas. Melhores resultados são obtidos quando a recuperação da *Cla* é analisada somente em estações externas a LLNC, os modelos GSM e OC3M obtiveram bons resultados tanto para *RCla* quanto para *MCla* neste caso, revelando uma melhor adaptação para águas de Caso 1.

No caso das POI modeladas, a a_{phy} (443) apresentou um desempenho razoável quando aplicado à R_{rs} *in situ*, mas bastante dispersivo quando aplicado à R_{rs} MODIS, para os 3 modelos analisados (GSM, QAA e RP95). Resultados bem melhores foram obtidos na recuperação do a_{dg} (443) e b_{bp} (443) a partir de dados de R_{rsT} e orbitais MODIS. Para Ra_{dg} (443) e Rb_{bp} (443), os três modelos testados foram bem ajustados aos dados de referência, superestimando a_{dg} (443) na maior parte dos casos e subestimando b_{bp} (443), com exceção do modelo QAA onde o oposto é observado. Para Ma_{dg} (443) e Mb_{bp} (443) os resultados foram superiores com os modelos QAA e GIOP, e em ambos, os dados de referência foram superestimados em estações costeiras e subestimados em estações oceânicas.

Melhores resultados dos modelos bio-ópticos poderiam ser obtidos mediante a um ajuste regional de parâmetros específicos. No entanto, os erros ainda presentes na recuperação de dados orbitais costeiros, as poucas amostragens de R_{rs} *in situ* (particularmente importante para os modelos analíticos) realizadas na Nova Caledônia e, as diferenças entre as lagunas leste e oeste relacionadas à profundidade local, limitam o desenvolvimento e validação de um modelo regional. Além disso, particularmente em águas costeiras, uma vasta gama de processos dinâmicos pode contribuir para alterações nestes constituintes e, por consequência, as propriedades ópticas são altamente variáveis no espaço e no tempo.

Outros trabalhos voltados para a melhoria da correção atmosférica na LLNC, bem como, mais pesquisas *in situ* para compreender melhor a distribuição dos componentes ópticos em diferentes cenários (por exemplo, durante a estação chuvosa) são necessários para melhorar ainda mais a modelagem bio-óptica nesta região. Ajustes regionais podem ser aplicados mediante a construção de um banco de dados robusto para capturar a variabilidade espacial e temporal das IOPs. Sendo assim, para evitar a perda desse patrimônio mundial da humanidade de interesse global, é de suma importância o constante monitoramento e o desenvolvimento de estudos sobre a influência dos insumos de minérios na LLNC.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKER, J.G.; VASILKOV, A.; NADEAU, D.; KURING, N. Use of SeaWiFS ocean color data to estimate neritic sediment mass transport from carbonate platforms for two hurricane-forced events. **Coral Reefs**, v.23, p. 39–47, 2004.

ALORY, G.; VEGA, A.; GANACHAUD, A.; DESPINOY, M. Influence of upwelling, subsurface stratification, and heat fluxes on coastal sea surface temperature off southwestern New Caledonia. **Journal of Geophysical Research**, v.111, p. C07023, 2006.

ANDRÉ, J.M.; MOREL, A. Atmospheric Corrections and Interpretation of Marine Radiances in CZCS Imagery, Revisited, **Oceanologica Acta**, v.14, p.3-22, 1991.

ARMSTRONG, R.A.; GILBES, F.; GUERRERO, R.; LASTA, C.; BENAVIDEZ, H.; MIANZAN, H. Validation of SeaWiFS-derived chlorophyll for the Rio de la Plata Estuary and adjacent waters. **International Journal of Remote Sensing**, 25(7–8), 1501–1505, 2004.

AURIN, D.; MANNINO, A.; FRANZ, B. Spatially resolving ocean color and sediment dispersion in river plumes, coastal systems, and continental shelf waters. **Remote Sensing of Environment**, v.137, p. 212–225, 2013.

Australian Bureau of Meteorology and CSIRO. **Climate Change in the Pacific: Scientific Assessment and New Research**. v.1: Regional Overview, v.2: Country Reports, 2011.

BABIN, M. et al. Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C7, 2003.

BAILLEY, S. W.; WERDELL, P. J. A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products. **Remote Sensing of Environment**, v.102, p.12–23, 2006.

BLONDEAU –PATISSIER, D. et al. Bio-optical variability of the absorption and scattering properties of the Queensland inshore and reef waters, Australia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, 2009.

BOSS, E.; PEGAU, W. S.; Lee, M.; TWARDOWSKI, M. S.; SHYBANOV, E.; KOROTAEV, G.; BARATANGE, F. Particulate backscattering ratio at LEO 15 and its use to study particles composition and distribution. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, C01014, 2004.

BRADFORD-GRIEVE, J. M.; BOYD, P. W.; CHANG, F. H.; CHISWELL, S.; HADFIELD, M.; HALL, J. A.; JAMES, M. R.; NODDER, S. D.; SHUSHKINA, E. A. Pelagic ecosystem structure and functioning in the Subtropical Front region east of New Zealand in austral winter and spring 1993. **J. Plankton Res.**, v.21, p.405–428, 1999.

BRADFORD-GRIEVE, J. M.; CHANG, F. H.; GALL, M.; PICKMERE, S.; RICHARDS, F. Size-fractionated phytoplankton standing stocks and primary production during austral winter and spring 1993 in the Subtropical Convergence region near New Zealand, N. Z. **J. Mar. Freshwater Res.**, v.31, p.201–224, 1997.

BRICAUD, A. et al. Light absorption properties and absorption budget of Southeast Pacific waters. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. C8, p. C08009, 2010.

- BRICAUD, A. et al. Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. C11, p. 1–12, 2004.
- BRICAUD, A. et al. Retrieval of pigment concentrations and size structure of algal populations from their absorption spectra using multilayered perceptrons. **Applied optics**, v. 46, n. 8, p. 1251–60, 2007.
- BRICAUD, A. et al. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C13, p. 31033–31,044, 1998.
- BRICAUD, A.; MOREL, A.; PRIEUR, L. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. **Limnology and oceanography**, v. 26, n. 1, p. 43–53, 1981.
- BRICAUD, A.; ROESLER, C.S.; PARSLow, J.S.; ISHIZAKA, J. **Bio-optical studies during the JGOFS equatorial Pacific program: a contribution to the knowledge of the equatorial system**. Deep Sea Res. Part II 49, p. 2583–2599, 2002.
- BROECK, N.; MOUTIN, T.; RODIER, M.; LE BOUTEILLER, A. Seasonal variations of phosphate availability in the SW Pacific Ocean near New Caledonia. **Mar. Ecol. Prog. Ser.**, v. 268, p. 1–12, 2004.
- CARVALHO, M.; GIANESELLA, S.M.F.; SALDANHA-CORRÊA, F.M.P. Trichodesmium erythraeum Bloom on the Continental Shelf off Santos, Southeast Brazil. **Brazilian Journal of Oceanography**, v.56, n.(4), 2008.
- CIOTTI, A. M.; BRICAUD, A. Retrievals of a size parameter for phytoplankton and spectral light absorption by colored detrital matter from water-leaving radiances at SeaWiFS channels in a continental shelf region off Brazil. **Limnology and Oceanography: Methods**, v. 4, p. 237–253, 2006.
- CIOTTI, A. M.; LEWIS, M. R.; CULLEN, J. J. Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient. **Limnology and Oceanography**, v. 47, n. 2, p. 404–417, 2002.
- CLAUSTRE, H.; SCIANDRA, A.; VAULOT, D. Introduction to the special section bio-optical and biogeochemical conditions in the South East Pacific in late 2004: the BIOSOPE program. **Biogeosciences**, v.5, p.679–691, 2008.
- CLEMENTSON, L.A.; PARSLow, J.S.; TURNBULL, A.R.; MCKENZIE, D.C.; RATHBONE, C.E. Optical properties of waters in the Australian sector of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.31, p.611– 31,625, 2001.
- CORREA-RAMIREZ, M. A.; HORMAZABAL, S.; MORALES, C. E. Spatial patterns of annual and interannual surface chlorophyll-a variability in the Peru-Chile Current System. **Prog. Oceanogr.**, v.92, p.8–17, 2012.
- D'SA E.J.; MILLER, R.L. Bio-optical properties in waters influenced by the Mississippi River during low flow conditions, Remote Sensing of the Environment, v. 84, p. 538–549, 2003.

- D'SA, E.J., MILLER, R., MCKEE, B.A. Suspended particulate matter dynamics in coastal waters from ocean color: application to the northern Gulf of Mexico. **Geophys. Res. Lett.** 34, L23611, 2007.
- D'SA, E.J.; MILLER, R.L. Bio-optical properties in waters influenced by the Mississippi River during low flow conditions. **Remote Sens. Environ.** v.84, p.538– 549, 2003.
- DALL'OLMO, G.; GITELSON, A.A. Effect of bio-optical parameter variability on the remote estimation of chlorophyll-a concentration in turbid productive waters: Experimental results. **Applied Optics**, v.44 (3), p.412–422, 2005.
- DARECKI, M.; STRAMSKI, D. An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. **Remote Sensing. Environmental**, v.89, p.326–350, 2004.
- DEVRED, E.; FUENTES-YACO, C.; SATHYENDRANATH, S.; CAVERHILL, C.; MAASS, H.; STUART, V.; PLATT, T.; WHITE, G. A semi-analytical seasonal algorithm to retrieve chlorophyll-a concentration in the Northwest Atlantic Ocean from SeaWiFS data. **Indian Journal of Marine Sciences**, v.34, n.4, p.356-367, 2005.
- DIAZ-PULIDO, G.; GOUEZO, M.; TILBROOK, B.; DOVE, S.; ANTHONY, K. R. N. High CO₂ enhances the competitive strength of seaweeds over corals, **Ecol. Lett.**, v. 14, p.156–162, 2011.
- DIERSEN, H.; SMITH, R.C. Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters. **Journal of Geophysical Research**, v.105, n.C11, 26301-26312, 2000.
- DOXARAN, D.; CHERUKURU, R. C. N.; LAVENDER, S. J. Surface re-flection effects on upwelling radiance field measurements in turbid waters. **J. Opt. A-Pure Appl. Op.**, v.6, p.690–697, 2004.
- DUFOUR, P; CHARPY, L; BONNET, S; GARCIA, N. Phytoplankton nutrient control in the oligotrophic South Pacific subtropical gyre (Tuamotu Archipelago). **Marine Ecology-Progress Series**, v.179, p.285 – 290, 1999.
- DUPOUY, C. et al. Monitoring Optical Properties of the Southwest Tropical Pacific. **Proc. of SPIE**, v. 7858, 78580J, 2010.
- DUPOUY, C.; BENIELLI-GARY, D.; DANDONNEAU, Y.; NEVEUX, J.; DIRBERG, G.; WESTBERRY, T. On the feasibility of detecting Trichodesmium blooms with SeaWiFS in the South Western Tropical Pacific. In: Frouin, Robert J., Andréfouët, Serge, Kawamura, HIROSHI, L.; MERVYN J.; PAN, D.; PLATT, T. Remote Sensing of Inland, Coastal, and Oceanic Waters. **Proceedings of SPIE**, v. 7150. p.1-9, 2008b.
- DUPOUY, C.; BENIELLI-GARY, D.; NEVEUX, J.; DANDONNEAU, Y.; WESTBERRY, T. K. An algorithm for detecting Trichodesmium surface bloom in the South Western Tropical Pacific, **Biogeosciences**, v.8, p.3631–3647, 2011.
- DUPOUY, C.; DIRBERG, G.; NEVEUX, J.; TENORIO, M.; LE BOUTEILLER, A. The contribution of Trichodesmium to inherent optical properties of a tropical oligotrophic archipelago. In: OCEAN OPTICS CONFERENCE, 17., 26 October–3 November 2004, Fremantle, Australia. **Proceedings of SPIE**, Fremantle: SPIE, 2004.

DUPOUY, C.; LOISEL, H.; NEVEUX, J.; BROWN, S.L.; MOULIN, C.; BLANCHOT, J.; LE BOUTEILLER, A.; LANDRY, M.R. Microbial absorption and backscattering coefficients from in situ and satellite data during an ENSO cold phase in the equatorial Pacific (180). **J. Geophys. Res.** v.108, n. 12, 2003. DOI: 10.1029/2001JC001298.

DUPOUY, C.; NEVEUX, J.; ANDRÉ, J.M. Spectral absorption coefficient of photosynthetically active pigments in the equatorial Pacific Ocean (165E–150W). **Deep Sea Res.** Part II 44, p.1881–1906, 1997.

DUPOUY, C.; NEVEUX, J.; DIRBERG, G.; TENÓRIO, M.M.B.; RÖTTGERS, R.; OUILLON, S. Bio-optical properties of marine cyanobacteria *Trichodesmium* spp. **J. Appl. Remote Sens.**, v. 2, 023503, 2008. DOI: 10.1117/1.2839036.

DUPOUY, C.; NEVEUX, J.; OUILLON, S.; FROUIN, R.; MURAKAMI, H.; HOCHARD, S., DIRBERG, G. Inherent optical properties and satellite retrieval of chlorophyll concentration in the lagoon and open ocean waters of New Caledonia. **Mar Poll Bull.** v. 61, p.503-518, 2010.

DUPOUY, C.; RÖTTGERS, R.; TEDETTI, M.; MARTIAS, C.; MURAKAMI, H.; DOXARAN, D.; LANTOINE, F.; RODIER, M.; FAVARETO, L. R. ; KAMPEL, M.; GOUTX, M.; FROUIN, R. J. Influence of CDOM and particle composition on ocean color of the Eastern New Caledonia Lagoon during the CALIOPE cruises. In: OCEAN REMOTE SENSING AND MONITORING FROM SPACE CONFERENCE, 9261., 18 December 2014, Beijing, China. **Proceedings of SPIE**, Beijing: SPIE, 2014.

DUPOUY, C.; WATTELEZ, G. FUCHS, R. LEFREVE, J. MANGEAS, M.; MURAKAMI, H.; FROUIN, R. The colour of the Coral Sea. In: INTERNATIONAL CORAL REEF SYMPOSIUM, 12., 2012, Cairns, Australia. **Proceedings of ICRS**, Cairns, 2012.

DUPOY, C.; FROUIN, R.; RÖTTGERS, R.; NEVEUX, J.; GALLOIS, F.; PANCHÉ, J.Y.; GERARD, P.; FONTANA, C.; PINAZO, C.; OUILLON, S.; MINGHELLI-ROMAN, A. **Ocean color response to an episode of heavy rainfall in the Lagoon of New Caledonia.** In: SPIE CONF. OCEAN REMOTE SENSING: METHODS AND APPLICATIONS, 2013. San Diego, CA, USA. **Proceedings of SPIE**, San Diego: SPIE, 2013.

DUPOY, C.; RODIER, M.; FUCHS, R.; DOXARAN, D.; JOUANNEAU, N.; GALLOIS, F. **CALedonian inherent optical properties in the East Coast of New Caledonia Propriétés optiques inhérentes sur le Cote Est de la Nouvelle Calédonie – CALIOPE 1.** Relatório TOME 1compte-Rendu de Mission: profils CTD HYDROSCAT-6, p.21, 2013.

EAKIN, C.M.; NIM, C.J.; BRAINARD, R.E.; AUBRECHT, C.; ELVIDGE, C.; GLEDHILL, D.K.; MULLER-KARGER, F.; MUMBY, P.J.; SKIRVING, W.J.; STRONG, A.E.; WANG, M.; WEEKS, S.; WENTZ, F.; ZISKIN, D. Monitoring coral reefs from space. **Oceanography**, v.23(4), p.118–133, 2010.

ETAIX-BONNIN, R. **New Caledonia tuna and billfish fisheries** . In: STANDING COMMITTEE ON TUNA AND BILLFISH, 16., 2003, Noumea, New Caledonia. **Proceedings of SPC**, Noumea: SPC, Secretariat of the Pacific Community, 2003. 5 p. SCTB17, Working Paper. (NFR-16).

EVANS, R.H.; GORDON, H.R. CZCS 'System Calibration': A retrospective examination. **Journal of Geophysical Research**, v.99C, p.7293-7307, 1994.

- FOLLAND, C. K.; RENWICK, J. A.; SALINGER, M. J.; MULLAN, A. B. Relative influences of the interdecadal Pacific oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. **Journal Geophysical Research Letters**, v.29, n.13, p.21-1--21-4, 2002.
- FRANZ, B.A.; WERDELL, P.J. A Generalized Framework for Modeling of Inherent Optical Properties in Remote Sensing Applications. **Proc. Ocean Optics**, Anchorage, Alaska, USA, 27 September – 1 October, 2010.
- FROIDEFOND, J. M.; OUILLON, S. Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface. **Optics Express**, v.13, n. 3, p.926-936, 2005.
- FROUIN, R.; MURAKAMI, H. Estimating photosynthetically available radiation at the ocean surface from ADEOS-II Global Imager data, **J. Oceanography**, v.63, p.493-503, 2007.
- FUCHS, R.; DUPOUY, C.; DOUILLET, P.; CAILLAUD, M.; MANGIN, A.; PNAZO, C. Modelling the impact of a La Niña event on a South West Pacific Lagoon. **Marine Pollution Bulletin**, v.64, p.1596–1613, 2012.
- FUKUSHIMA, H.; KAZUNORI, O.; KAZUO, O. Increasing trend in MODIS-observed small-mode aerosol optical thickness over Japan Sea: comparison with ground-observed sub-micron particle concentration. In: COSPAR SCIENTIFIC ASSEMBLY, 3638., 2010, Bremen, Germany. Symposium A, session 11, paper number A11-0190-10, Bremen, p.4, 2010. p.4
- GANACHAUD, A.; CRAVATTE, S.; MELET, A.; SCHILLER, A.; HOLBROOK, N. J.; SLOYAN, B. M.; WIDLANSKY, M. J.; BOWEN, M.; VERRON, J.; WILES, P.; RIDGWAY, K.; SUTTON, P.; SPRINTALL, J.; STEINBERG, C.; BRASSINGTON, G.; CAI, W.; DAVIS, R.; GASPARIN, F.; GOURDEAU, L.; HASEGAWA, T.; KESSLER, W.; MAES, C.; TAKAHASHI, K.; RICHARDS, K. J.; SEND, U. The Southwest Pacific Ocean circulation and climate experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.119, n.11, p.7660-7686, 2014.
- GANACHAUD, A.; KESSLER, W.; WIJFFELS, S.; RIDGWAY, K.; CAI, W.; HOLBROOK, N.; BOWEN, M.; SUTTON, P.; QIU, B.; TIMMERMANN, A.; ROEMMICH, D.; SPRINTALL, J.; CRAVATTE, S.; GOURDEAU, L.; AUNG, T. **Southwest Pacific Ocean Circulation and Climate Experiment, Part I. Scientific Background**. NOAA, OAR Special Report/International CLIVAR Project Office, CLIVAR, n.111. (www.ird.nc/UR65/SPICE).
- GANACHAUD, A.; VEGA, A.; RODIER, M.; DUPOUY, C.; MAES, C.; MARCHESIELLO, P.; ELDIN, G.; RIDGWAY, K.; LE BORGNE, R. Observed impact of upwelling events on water properties and biological activity off the southwest coast of New Caledonia. **Marine Pollution Bulletin**, v.61, p. 449–464, 2010.
- GARCIA, C.A.E.; GARCIA, V.M.T.; MCCLAIN, C.R. Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p. 125-137, 2005.
- GARGOMINY, O.; BOUCHET, P.; PASCAL, M.; JAFFRÉ, T.; TOURNEUR, J.C. Conséquences des introductions d'espèces animales et végétales sur la biodiversité en Nouvelle-Calédonie. **Rev. Ecol. (Terre Vie)**. v.51, p. 375–401, 1996.
- GARVER, S.A.; SIEGEL, D.A. Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation. I. Time series from the Saragasso Sea. **Journal Geophysical Research**, v.102, p. 18607-18625, 1997.

- GITELSON A.A.; SCHALLES J.F.; HLADIK C.M. Remote chlorophyll-a retrieval in turbid, productive estuaries: Chesapeake Bay case study. **Remote Sensing of Environment**, v.109, p.464–72, 2007.
- GORDON, H. R. et al. A semianalytic radiance model of ocean color. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D9, p. 10909-10924, 1988.
- GORDON, H. R.; BROWN, O. B.; EVANS, R. H.; BROWN, J. W.; SMITH, R. C.; BAKER, K. S.; CLARK, D. K. A Semianalytic radiance model of ocean color. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D9, p. 10909–10924, 1988.
- GORDON, H.R.; CLARK, D.K. Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments. **Boundary-Layer Meteorology**, v.18, p.299-313, 1980.
- GORDON, H.R.; CLARK, D.K.; BROWN, J.W.; BROWN, O.B.; EVANS, R.H.; BROENKOW, W.W. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison between ship determinations and Coastal Zone Color Scanner estimates. **Applied Optics**, v.22, p.20-36, 1983.
- GORDON, H.R.; MOREL, A. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. In: Barber, R. T.; Mooers, N. K.; Bowman, M. J.; Zeitzschel (eds.). **A Review, Lecture notes on coastal and estuarine studies**. Springer-Verlag, New York, 1983. p.114.
- GRANDCOLAS, P.; MURIENNE, J.; ROBILLARD, T.; DESUTTER-GRANDCOLAS, L.; JOURDAN, H.; GUILBERT, E.; DEHARVENG, L. New Caledonia: a very old Darwinian island? **Philosophical Transactions of The Royal Society, Biological Sciences**, v.363, n.1508, p. 3309-3317, 2008.
- HASTENRATH, S. The intertropical convergence zone of the eastern Pacific revisited. **Int. J. Climatol.**, v.22, p.347-356, 2002.
- HASTENRATH, S.; PETER J. LAMB. Climate dynamics of atmosphere and ocean in the equatorial zone: a synthesis. **International Journal of Climatology**, v.24, p.1601–1612, 2004.
- HEATH, R. A. A review of the physical oceanography of the seas around New Zealand—1982, N. Z. J. Mar. **Freshwater Res.**, v.19, p.79–124, 1985.
- HÉNIN, C.; CRESSWELL, G. R. Upwelling along the western barrier reef of New Caledonia. **Mar. Freshwater Res.**, v.56, p.1005–1010, 2005.
- HOEGH-GULDBERG, O.; MUMBY, P. J.; HOOTEN, A. J.; STENECK, R. S.; GREENFIELD, P.; GOMEZ, E.; HARVELL, C. D.; SALE, P. F.; EDWARDS, A. J.; CALDEIRA, K. L.; KNOWLTON, N.; EAKIN, C. M.; IGLESIAS-PRIETO, R.; MUTHIGA, N.; BRADBURY, R. H.; DUBI, A.; HATZIOLOS, M. E. Coral reefs under rapid climate change and ocean acidification. **Science**, v.318, p.1737–1742, 2007.
- HOGUE, F.E.; LYON, P.E. Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models: An analysis of model and radiance measurement errors. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.C7, p. 16631–16648, 1996.
- HOOKE, S. et al. An evaluation of above-and in-water methods for determining water-leaving radiances. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, p. 486–515, 2002.

HOOKE, S.; MOREL, A. Platform and environmental effects on above-water determinations of water-leaving radiances. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 20, p. 187–205, 2003.

HOVIS, W.A. The Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner (CZCS) program. **Oceanography from Space**, J.F.R. Gower, Ed., Plenum Press, p.213-225, 1981.

HU, C.M.; CHEN, Z.Q.; CLAYTON, T.D.; SWARZENSKI, P.; BROCK, J.C., MULLER-KARGER, F.E. Assessment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: initial results from Tampa Bay, FL. **Remote Sens. Environ.** v.93, p.423–441, 2004.

HUMPHREY, G.F. The concentration of chlorophylls a and c in the South-West Pacific Ocean. **Australian Journal of Marine and Freshwater Research**, v.21, p.1–10, 1970.

HUOT, Y.; MOREL, A.; TWARDOWSKI, M. Particle optical backscattering along a chlorophyll gradient in the upper layer of the eastern South Pacific Ocean. **Biogeosciences**, v. 5, p. 495–507, 2008.

HUOT, Y.; MOREL, A.; TWARDOWSKI, M.S.; STRAMSKI, D.; REYNOLDS, R.R. Particle optical backscattering along a chlorophyll gradient in the upper layer of the eastern South Pacific Ocean. **Biogeosci.** v.5, p.495–507, 2008.

IOCCG. **Atmospheric correction for remotely-sensed ocean- colour products**. 10.ed. Dartmouth, Canada: Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, 2010. 78 p.

IOCCG. **Remote sensing of inherent optical properties: fundamentals, tests of algorithms, and applications**. 5. ed. Dartmouth, Canada: Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group, 2006. 124 p.

IUCN. **The Lagoons of New Caledonia: reef diversity and associated ecosystems**. France: Comité do Patrimônio Mundial da IUCN, 2008. Evaluation Report.

JACQUET, S.; DELESALLE, B.; TORRÉTON, J.P.; BLANCHOT, J. Response of phytoplankton communities to increased anthropogenic influences (southwestern lagoon, New Caledonia). **Marine Ecology Progress Series**, v. 320, p. 65-78, 2006.

KIRK, J. T. O. Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude. **Limnol. Oceanogr.** v.29, p. 350-356, 1984.

LAZARETH, C.E.; ROSELL, M. G. B.; TURCQ, B.; LE CORNEC, F.; MANDENG-YOGO, M.; CAQUINEAU, S.; CABIOCH, G. Mid-Holocene climate in New Caledonia (southwest Pacific): coral and PMIP models monthly resolved results. **Quaternary Science Reviews**, v.69, p. 83-97, 2013.

LE BORGNE, R.; RODIER, M.; LE BOUTEILLER, A.; KULBIKI, M. Plankton biomass and production in an open atoll lagoon: Uvea, New Caledonia. **J. Esp. Mar. Bio. Ecol.**, v. 212, p. 187-210, 1997.

LE, C.; HU C.; ENGLISH, D.; CANNIZZARO, J.; KOVACH, C. Climate-driven chlorophyll-a changes in a turbid estuary: Observations from satellites and implications for management. **Remote Sensing of Environment**, v.130, p.11-24, 2013.

- LEE, Z. et al. Euphotic zone depth: Its derivation and implication to ocean-color remote sensing. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. C3, p. C03009, 2007.
- LEE, Z. et al. Robust approach to directly measuring water-leaving radiance in the field. **Applied optics**, v. 52, n. 8, p. 1693–701, 2013.
- LEE, Z. P.; AHN, Y. H.; MOBLEY, C. D.; ARNONE, R. Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. **Optics Express**, v.18, n.25, p. 26313-26324, 2010.
- LEE, Z.; CARDER, K. L.; ARNONE, R. A. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. **Applied optics**, v. 41, n. 27, p. 5755–72, 2002.
- LEE, Z.; CARDER, K. L.; DU, K. Effects of molecular and particle scatterings on the model parameter for remote-sensing reflectance. **Applied optics**, v. 43, n. 25, p. 4957– 64, 2004.
- LEE, Z.; CARDER, K.L.; CHEN, R.F.; PEACOCK, T.G. Properties of the water column and bottom derived from Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) data. **J. Geophys. Res.** 106, 11639–11651, 2001.
- LEE, Z.P. et al. An empirical algorithm for light absorption by ocean water based on color. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.C12, p. 27967-27978, 1998.
- LIVINGSTON, R. J. **Eutrophication processes in coastal systems: origin and succession of plankton blooms and effects on secondary production**. Boca Raton, Florida, USA: CRC Press, 2000.
- LOISEL, H. et al. Investigation of the optical backscattering to scattering ratio of marine particles in relation to their biogeochemical composition in the eastern English Channel and southern North Sea. **Limnology and Oceanography**, v. 52, n. 2, p. 739- 752, 2007.
- LOISEL, H.; NICOLAS, J.M.; SCIANDRA, A.; STRAMSKI, D.; AND POTEAU A. Spectral dependency of optical backscattering by marine particles from satellite remote sensing of the global ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.111, p.C09024, 2006.
- LONGHURST, A. R. **Ecological geography of the sea**. New York: Elsevier, 1998. 398p.
- LUBAC, B.; LOISEL, H. Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea. **Remote Sens. Environ.** 110, p.45–58, 2007.
- MAFFIONE, R. A.; DANA, D. R. Instruments and methods for measuring the backward-scattering coefficient of ocean waters. **Applied optics**, v.36, p.6057–6067, 1997.
- MARITORENA, S.; GUILLOCHEAU, N. Optical properties of the water and spectral light absorption by living and non-living particles and by yellow substances in coral reef waters of French Polynesia. **Marine Ecology Progress Series**, v.131, p.245-255, 1996.
- MARITORENA, S.; SIEGEL, D. A.; PETERSON, A. R. Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications. **Applied optics**, v. 41, n. 15, p. 2705–2714, 2002.

- MATSUOKA, A.; HOOKER, S. B.; BRICAUD, A.; GENTILI, B.; BABIN, M. Estimating absorption coefficients of colored dissolved organic matter (CDOM) using a semi-analytical algorithm for southern Beaufort Sea waters: application to deriving concentrations of dissolved organic carbon from space. **Biogeosciences**, v.10, n.2, p.917–927, 2013.
- MINGHELLI-ROMAN, A.; DUPOUY, C.; CHEVILLON, C.; DOUILLET, P. Bathymetry retrieval and sea bed mapping in the lagoon of New Caledonia with MeRIS images. **Proc. SPIE** v.7858, 2010.
- MITCHELL, B. et al. Determination of spectral absorption coefficients of particles, dissolved material and phytoplankton for discrete water samples. **Ocean optics protocols**, v. 4, p. 39–60, 2002.
- MOBERG, F.; FOLKE, C. Ecological goods and services of coral reef ecosystems. **Ecol. Econ.**, n. 29, p. 215–33, 1999.
- MOBLEY, C. D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. **Applied Optics**, v. 38, n. 36, p. 7442-7455, 1999.
- MOBLEY, C. D. **Light and water: radiative transfer in natural waters**. San Diego: Academic, p.593, 1994.
- MOBLEY, C. D. **Radiative transfer in the ocean**. In: STEELE, J.; THORPE, S. Encyclopedia of Ocean Sciences. Academic Press, p.2321-2330, 2001.
- MOORE, T. S.; CAMPBELL, J. W.; DOWELL, M. D. A class-based approach to characterizing and mapping the uncertainty of the MODIS ocean chlorophyll product. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 11, p. 2424–2430, 16 nov. 2009.
- MOREL, A.; ANTOINE, D.; GENTILI, B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. **Applied optics**, v.41, p.6289–306, 2002.
- MOREL, A.; ANTOINE, D.; GENTILI, B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. **Applied optics**, v. 41, n. 30, p. 6289–306, 2002.
- MOREL, A.; GENTILI, B. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 5, p. 998–1011, 2009.
- MOREL, A.; GENTILI, B.; CLAUSTRE, H.; BABIN, M.; BRICAUD, A.; RAS, J.; TIECHE, F. Optical properties of the “Clearest” natural waters. **Limnol. Oceanogr.** 52, p.217– 229, 2007.
- MOREL, A.; GENTILI, B.; MOREL, ANDRÉ; GENTILI, B. Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. **Applied Optics**, v. 35, n. 24, p. 4850–4862, 1996.
- MOREL, A.; MARITORENA, S. Bio-optical properties of oceanic waters- A reappraisal. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 7163–7180, 2001.

MOREL, A.; PRIEUR, L. Analysis of variations in ocean color. **Limnology and Oceanography**, v.22, p.709-722, 1977.

MOUTIN, T.; BROECK, N. V. D.; BEKER, B.; DUPOUY, C.; RIMMELIN, P.; LE BOUTEILLER, A. Phosphate availability controls *Trichodesmium* spp. biomass in the SW Pacific Ocean. **Mar Ecol Prog Ser.**, v.297, p.15–21, 2005.

MUELLER, J. L. Overview of radiometric measurement and data analysis methods. In: MUELLER, J. L.; FARGION, G. S.; McCLAIN, C. R. (eds.). **Ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation**. Greenbelt: NASA, p. 7-20, 2003.

MURAKAMI, et al. Estimation of inherent optical properties using in-situ hyperspectral radiometer and MODIS data along the East Coast of New Caledonia. **Proc. of SPIE**, v. 8525, 2012.

MURAKAMI, H.; DUPOUY, C. Coastal ocean atmospheric correction for AVNIR-2 high resolution images, in Remote sensing of the coastal ocean, land, and atmosphere environment. **Proc. of SPIE**, v. AE103 (SPIE, Bellingham, WA, 2010), p.13, 2010.

MURPHY, R. J.; PINKERTON, M. H.; RICHARDSON, K. M.; BRADFORD-GRIEVE, J.; BOYD, P. W. Phytoplankton distributions around New Zealand derived from SeaWiFS remotely-sensed ocean colour data, N. Z. J. **Mar. Freshwater Res.**, v.35, p.343–362, 2001.

MUSCATINE, L. The role of symbiotic algae in carbon and energy flux in reef corals. In: DUBINSKY, Z. (Ed.). **Ecosystems of the world: coral reefs**. Elsevier, Amsterdam, 75–87, 1990.

NEVEUX J.; LEFEBVRE J.P.; LE GENDRE, R.; DUPOUY, C.; GALLOIS, F.; COURTIES, C.; GÉRARD, P.; FERNANDEZ, J.M.; OUILLON, S. Phytoplankton dynamics in New Caledonian lagoon during a southeast trade winds event. **Journal of Marine Systems**, v.82, p.230-244.

NEVEUX, J.; TENÓRIO, M.B.; JACQUET, S.; TORRÉTON, J.P.; DOUILLET, P.; OUILLON, DUPOUY, C. Chlorophylls and phycoerythrins as markers of environmental forcings including cyclone Erica effect (March 2003) on phytoplankton in the southwest lagoon of New Caledonia and oceanic adjacent area. **International Journal of oceanography**, v. 2009, p.19, 2009.

NOAA’S CORAL REEF CONSERVATION PROGRAM: coastal protection, 2011. Disponível em <http://coralreef.noaa.gov/aboutcorals/values/coastalprotection/> (acesso em 22/05/2014).

O'REILLY, J.E.; MARITORENA, S.; MITCHELL, B.G.; SIEGEL, D.A.; CARDER, K.L.; GARVER, S.A.; KAHRU, M.; MCCLAIN, C. Ocean Color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n.C11(24), p.937-953, 1998.

O'REILLY, J.E.; MARITORENA, S.; SIEGEL, D.; O'BRIEN, M.C.; TOOLE, D.; MITCHELL, B.G.; KAHRU, M.; CHAVEZ, F.P.; STRUTTON, P.; COTA, G.; HOOKER, S. B.; MCCLAIN, C.R.; CARDER, K.L.; MULLER-KARGER, F.; HARDING, L.; MAGNUSON, A.; PHINNEY, D.; MOORE, G.F.; AIKEN, J.; ARRIGO, K.R.; LETELIER, R.; CULVER, M. Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4. In: HOOKER, S.B.; FIRESTONE, E.R. (eds.). **SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses**, Part 3. Greenbelt, Maryland: NASA, Goddard Space Flight Center, 2000. v. 11. P. 9-23. SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series.

LOUDOT, C.; MONTEL, Y. A high sensitivity method for the determination of nanomolar concentrations of nitrate and nitrite in seawater with a Technicon AutoAnalyzer II. **Mar. Chem.**, v. 24, p. 239–252, 1988.

OULLON, S.; DOUILLET, P.; PETRENKO, A.; NEVEUX, J.; DUPOUY, C.; FROIDEFOND, J.-M.; ANDRÉFOUËT, S.; MUÑOZ-CARAVACA, A. Optical algorithms at satellite wavelengths for total suspended matter in tropical coastal waters. **Sensors**, v.8, p.4165–4185, 2008.

PESIN, E.; BLAIZE, S.; LACOSTE, D. **Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie**. Nouméa, New Caledonia: Météo-France, Direction interrégionale de Nouvelle-Calédonie et de Wallis et Futuna, 1995. 104p.

PREISENDORFER, R. W. **Hydrologic optics**. Washington, D.C, USA: Department of Commerce, 1976. v. 4.

RAIMBAULT, P.; GARCIA, N.; CERUTTI, F. Distribution of inorganic and organic nutrients in the South Pacific Ocean-evidence for long-term accumulation of organic matter in nitrogen-depleted waters. **Biogeosciences**, v.5, p. 281-298, 2008.

RAPPORT 2006. Ministère de l’Outre Mer : Projet CoDyS. Etude De la Dynamique Cotiere de Nouvelle-Calédonie : Mouillage CoDyS. Institut de Recherche pour le Développement (IRD) e Ministère d’Outre Mer, p. 52, 2006.

ROESLER, C.; PERRY, E M. J. In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p.13279-13294, 1995.

RÖTTGERS, R.; DOERFFER, R. Measurements of optical absorption by chromophoric dissolved organic matter using a point-source integrating-cavity absorption meter. **Limnol. Oceanogr.: Methods**, v.5, p. 126–135, 2007.

RÖTTGERS, R.; HÄSE, C.; DOERFFER R. Determination of the particulate absorption of microalgae using a point-source integrating-cavity absorption meter: verification with a photometric technique, improvements for pigment bleaching and correction for chlorophyll fluorescence. **Limnol. Oceanogr. Methods**. v. 5, p. 1-12, 2007.

ROTTGERS, R.; SCHONFELD, W.; KIPP, P. R.; DOERFFER, R. Practical test of a point-source integrating cavity absorption meter: The performance of different collector assemblies. **Appl. Optics**, v. 44, p.5549–5560, 2005.

RUDORFF, N. M.; et al. Ocean-color radiometry across the Southern Atlantic and Southeastern Pacific: Accuracy and remote sensing implications. **Remote Sensing of Environment**, v. 149, p. 13–32, 2014 .

RUDORFF, N.M. **Ocean colour variability across the Southern Atlantic and Southeast Pacific**. 2013. 321 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/09.17.14.26-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3ERLCSE><http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3ERLCSE>>. Acesso em: 20 ago. 2015.

SATHYENDRANATH, S.; STUART, V.; COTA, G.; MAAS, H.; PLATT, T. Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches. **Int. J. Remote Sensing**, v.22, p. 249-273, 2001.

SATHYENDRANATH, S. (ed.). **Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters**. Dartmouth, Canada: International Ocean-Colour Coordinating Group, 2000. n. 3, 140 p. the IOCCG Report Series.

SECRETARIAT OF THE CONVENTION ON BIOLOGICAL DIVERSITY. **Ecologically or Biologically Significant Marine Areas (EBSAs)**. Special places in the world's oceans. Western South Pacific Region, v.1, p.104, 2014.

SHI, W.; WANG, M. An assessment of the ocean black pixel assumption for the MODIS SWIR bands. **Remote Sens. Environ.**, v. 113, p. 1587-1597, 2009.

SHIN, Y.J.; BUNDY, A.; SHANNON, L.J.; BLANCHARD, J.; CHUENPAGDEE R, COLL M.; KNIGHT, B.; LYNAM, C.; PIET, G.; RICE, J.; RICHARDSON, A.J. Global in scope and regionally rich: an IndiSeas workshop helps shape the future of marine ecosystem indicators. **Reviews in Fish Biology and Fisheries** v. 22, n. 3, p 835-845, 2012.

STRAMSKA, M.; STRAMSKI, D.; HAPTER, R.; KACZMAREK, S.; STON, J. Bio-optical relationships and ocean color algorithms for the north polar region of the Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.C5, p.3143, 2003.

STRAMSKI, D.; REYNOLDS, R.A.; BABIN, M.; KACZMAREK, S.; LEWIS, M.R.; RÖTTGERS, R.; SCIANDRA, A.; STRAMSKA, M.; TWARDOWSKI, M.S.; FRANZ, B.A.; CLAUSTRE, H. Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern South Pacific and eastern Atlantic Oceans. **Biogeosciences**, v. 5, p.171–201, 2008.

STRAMSKI, D.; TEGOWSKI, J. Effects of intermittent entrainment of air bubbles by breaking wind waves on ocean reflectance and underwater light field. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. December, p. 345–360, 2001.

STRICKLAND, J.; PARSONS T. **A practical handbook of seawater analysis**. Fish. Res. Bd. Canada Bull., v.167, p.310, 1972. v.167, 310p.

SUSSKIND, J; MOLNAR, G.; IREDELL, L. **Contributions to climate research using the AIRS Science Team version-5 products**. NASA, Goddard Space Flight Center, p.13, 2011. 13p.

SZETO, M. et al. Are the world's oceans optically different?. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. July, p. C00H04, 2011.

TASSAN, S., FERRARI, G. M. An alternative approach to absorption measurements of aquatic particles retained on filters. **Limnol. Oceanogr.** v. 40, p. 1358-1368, 1995.

TENÓRIO, M.M.B.; LE BORGNE, R.; RODIER, M.; NEVEUX, J. The impact of terrigenous inputs on the Bay of Ouinné (New Caledonia) phytoplankton communities: a spectrofluorometric and microscopic approach. **Estuarine Coastal and Shelf Science**, v. 64, p. 531-545, 2005.

TOOLE, D. A et al. Remote-sensing reflectance determinations in the coastal ocean environment: impact of instrumental characteristics and environmental variability. **Applied optics**, v. 39, n. 3, p. 456–69, 2000.

TOOLE, D. A.; SIEGEL, D. A. Modes and mechanisms of ocean color variability in the Santa Barbara Channel. **Journal of Geophysical Research: Oceans** (1978–2012) v. 106, n. C11, p. 26985–27000, 2001.

TWARDOWSKI, M.; BOSS, E.; MACDONALD, J. B.; PEGAU, W. S.; BARNARD, A. H.; ZANEVELD, J. R. V. A model for estimating bulk refractive index from the optical backscattering ratio and the implications for understanding particle composition in case I and case II waters. **Journal of Geophysical Research**, v.106, n.C7, p.14129 -14142, 2001.

TWARDOWSKI, M.S.; CLAUSTRE, H.; FREEMAN, S.A.; STRAMSKI, D.; HUOT, Y. Optical backscattering properties of the “clearest” natural waters. **Biogeosciences**, p.1041–1058, 2007.

TZORTZIOU, M.; HERMAN, J. R.; GALLEGOS, C. L.; NEALE, P. J. SUBRAMANIAM, A.; HARDING, L. W. JR. Bio-optics of the Chesapeake Bay from measurements and radiative transfer closure. **Estuar. Coast. Shelf**, v. 68, p. 348–362, 2006.

TZORTZIOU, M.; SUBRAMANIAM, A.; HERMAN, J. R.; GALLEGOS, C. L.; NEALE, P. J.; HARDING, L. W. JR. Remote sensing reflectance and inherent optical properties in the mid Chesapeake Bay. **Estuar. Coast. Shelf**, v. 72, p. 16–32, 2007.

VEGA, A.; GANACHAUD, A.; BOSSON, J. **Atlas climatologique satellite des courants, vent, elevation et temperature em surfasse dans zone economique exclusive de Nouvelle-Calédonie**. Nouméa, Nouvelle-Calédonie: Elaboré par le Laboratoire d'Etudes Géophysiques et d'Océanographie Spatiale de L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 2005.

VEGA, A.; GANACHAUD, A.; LEFÈVRE, J. **Etude et prévisions de la circulation océanique dans la ZEE de Nouvelle Calédonie** : courants, upwelling le long de la pente externe de Nouvelle-Calédonie et conséquences sur les ressources naturelles. Nouméa, Nouvelle-Calédonie: RAPPORT ZoNéCo 2004, elaborado pelo Laboratoire d'Etudes Géophysiques et d'Océanographie Spatiale e pelo Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 2004.

WERDELL, P. J. et al. Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. **Applied optics**, v. 52, n. 10, p. 2019–37, 1 abr. 2013.

ZENTARA, S. J.; KAMYKOWSKI, D. Geographic variations in the relationship between silicic acid and nitrate in the South Pacific Ocean. **Deep Sea Res., Part A**, v.28, p.455–465, 1981.

ANEXO A – IMAGENS MODIS-AQUA

Tabela A.1 - Data da coleta (dia em UTC), hora da Coleta (UTC), data da imagem MODIS-Aqua (Data Img MODIS), hora da imagem MODIS-Aqua (Hora Img MODIS) e o tempo a mais (+) ou a menos da imagem MODIS-Aqua a partir do horário da coleta (Delay). Em **negrito**= imagens na mesma data.

ST	INS	Data da Coleta (UTC)	Hora da Coleta (UTC)	Data da Img MODIS (UTC)	Hora Img MODIS (UTC)	Delay
1	1,2	8	4:43			
2	1,2	8	20:09			
3	1,2	8	23:43			
4	2	9	2:45			
5	1,2	9	4:00			
6	1,2	9	20:39			
7	1,2	9	22:00			
8	1,2	10	0:57	9	3:10	- 21h47m
9	1,2	10	2:36	9	3:10	- 21h47m
10	1,2	10	4:06	9	3:10	- 21h47m
11	1,2	10	20:30			
12	1,2	10	22:30			
13	1,2	11	0:15			
14	1,2,3	11	20:33			
15	1,2,3	11	22:35	13	2:45	+ 28h10m
16	1,2,3	12	0:24	13	2:45	+ 14h21m
17	1,2,3	12	1:57			
18	1,2,3	12	4:45			
19	1,2	12	6:18	13	2:45	+ 8h27m
20	1,2,3	12	20:35			
21	1,2,3	12	22:44			
22	1,2,3	13	1:15	13	2:45	+ 1h30m
23	2,3	13	4:47	13	2:45	- 2h02m
24	1,2,3	13	20:33			
25	1,2,3	13	22:30	15	2:35	+ 28h05m
26	1,2,3	13	23:45	15	2:35	+ 26h50m
27	1,2,3	14	2:53	15	2:35	+ 23h42m
28	1,2	14	20:47			
29	1,2,3	14	22:12	15	2:35	+ 4h23m
30	1,2,3	15	1:02	15	2:35	+ 1h33m
31	1,2,3	15	3:18	15	2:35	- 1h17m
32	1,2,3	15	6:00	15	2:35	- 4h25m
33	1,2,3	15	20:44	15	2:35	- 18h09m
34	1,2,3	15	22:48	15	2:35	- 20h13
35	1,2,3	16	2:16	15	2:35	- 24h19
36	1,2,3	16	5:00			
37	2,3	16	20:35			
38	1,2,3	16	22:00			
39	1,2,3	17	1:14	17	2:20	+ 1h06m
40	1,2,3	17	3:30	17	2:20	- 1h10m
41	1,2,3	17	4:25	17	2:20	- 2h05m
42	1,2,3	18	4:03	17	2:20	- 25h43m
43	1,2,3	18	5:30	17	2:20	- 27h10m
44	1,2,3	18	20:42	20	2:55	+ 31h37m
45	1,2,3	19	0:40	20	2:55	+ 26h15m
46	1,2,3	19	2:36	20	2:55	+ 24h19m
47	1,2,3	19	5:39			
48	1,2,3	19	20:21			
49	1,3	20	0:22			
50	1,3	20	3:04	20	2:55	- 0h09m
51	3	20	5:41	20	2:55	+ 2h46m
52	1,2,3	20	20:36			
101	1,3	19	22:42	20	2:55	- 4h13
102	1,3	20	5:00	20	2:55	+ 2h05m