



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA BIOLÓGICA

**APORTE SUBTERRÂNEO: UMA FONTE
COMPLEMENTAR DE NUTRIENTES PARA A
COSTA DO SUL DO BRASIL E
PLATAFORMA ADJACENTE**

KARINA KAMMER ATTISANO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Biológica da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de DOUTOR.

Orientador: Dr. Luis Felipe Hax Niencheski

RIO GRANDE
2012

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA BIOLÓGICA
NÍVEIS MESTRADO E DOUTORADO**

KARINA KAMMER ATTISANO

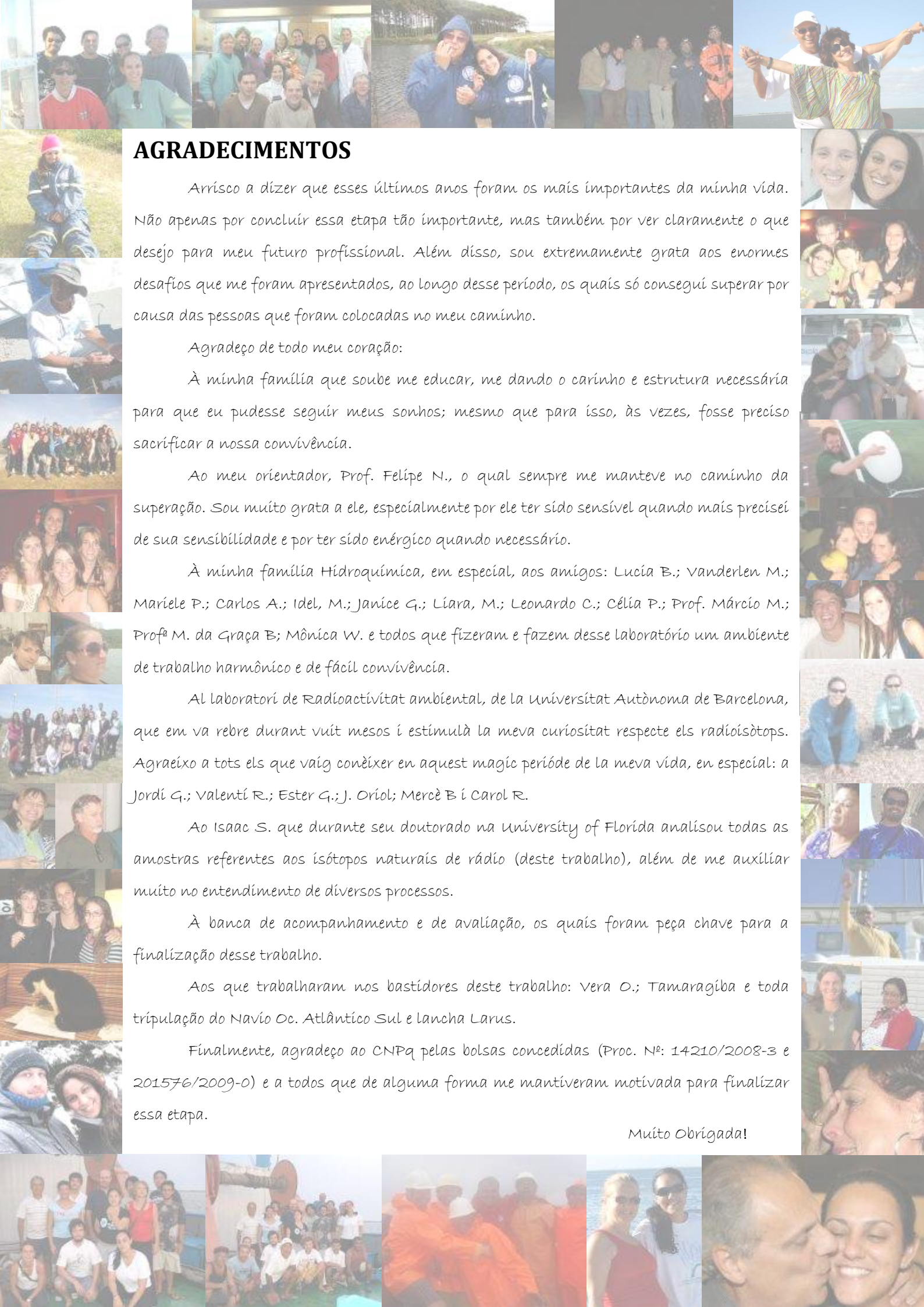
**APORTE SUBTERRÂNEO: UMA FONTE
COMPLEMENTAR DE NUTRIENTES PARA A COSTA DO
SUL DO BRASIL E PLATAFORMA ADJACENTE**

COMISSÃO EXAMINADORA:

- Prof. Dr. Luís Felipe Hax Niencheski – Orientador/Presidente – Instituto de Oceanografia – FURG
- Prof. Dr. Márcio Raimundo Milani - Escola de Química e Alimentos – FURG
- Prof^a. Dr^a. Virginia Maria Tavano Garcia - Instituto de Oceanografia – FURG
- Prof. Dr. João Sarkis Yunes - Instituto de Oceanografia – FURG
- Prof^a. Dr^a. Idel Cristiana Bigliardi Milani - Engenharia Hídrica, UFPel.
- Prof^a. Dr^a. Joselene de Oliveira - Comissão Nacional de Energia Nuclear, Gerência de Metrologia das Radiações - IPEN

Tese Aprovada em 13.01.2012 – ATA
ESPECIAL PARA DEFESA DE TESE
001/2012 – NÍVEL DOUTORADO.

O original da Ata assinada pelos Membros da Comissão Examinadora, pelo Coordenador do Curso e pela aluna encontra-se na Secretaria da COMCUR.



AGRADECIMENTOS

Arrisco a dizer que esses últimos anos foram os mais importantes da minha vida. Não apenas por concluir essa etapa tão importante, mas também por ver claramente o que desejo para meu futuro profissional. Além disso, sou extremamente grata aos enormes desafios que me foram apresentados, ao longo desse período, os quais só consegui superar por causa das pessoas que foram colocadas no meu caminho.

Agradeço de todo meu coração:

À minha família que soube me educar, me dando o carinho e estrutura necessária para que eu pudesse seguir meus sonhos; mesmo que para isso, às vezes, fosse preciso sacrificar a nossa convivência.

Ao meu orientador, Prof. Felipe N., o qual sempre me manteve no caminho da superação. Sou muito grata a ele, especialmente por ele ter sido sensível quando mais precisei de sua sensibilidade e por ter sido enérgico quando necessário.

À minha família Hidroquímica, em especial, aos amigos: Lucia B.; Vanderlen M.; Mariéle P.; Carlos A.; Idel, M.; Janice G.; Liara, M.; Leonardo C.; Célia P.; Prof. Márcio M.; Profª M. da Graça B; Mônica W. e todos que fizeram e fazem desse laboratório um ambiente de trabalho harmônico e de fácil convivência.

Al laboratori de Radioactivitat ambiental, de la Universitat Autònoma de Barcelona, que em va rebre durant vuit mesos i estimulà la meva curiositat respecte els radioisòtops. Agraieixo a tots els que vaig conèixer en aquest màgic període de la meva vida, en especial: a Jordi G.; Valentí R.; Ester G.; J. Oriol; Mercè B i Carol R.

Ao Isaac S. que durante seu doutorado na University of Florida analisou todas as amostras referentes aos isótopos naturais de rádio (deste trabalho), além de me auxiliar muito no entendimento de diversos processos.

À banca de acompanhamento e de avaliação, os quais foram peça chave para a finalização desse trabalho.

Aos que trabalharam nos bastidores deste trabalho: Vera O.; Tamaragiba e toda tripulação do Navio Oc. Atlântico Sul e lancha Larus.

Finalmente, agradeço ao CNPq pelas bolsas concedidas (Proc. Nº: 14210/2008-3 e 201576/2009-0) e a todos que de alguma forma me mantiveram motivada para finalizar essa etapa.

Muito Obrigada!

À minha família

ÍNDICE

<u>RESUMO GERAL</u>	<u>12</u>
<u>GENERAL ABSTRACT</u>	<u>13</u>
<u>APRESENTAÇÃO DA TESE</u>	<u>14</u>
<u>OBJETIVOS.....</u>	<u>15</u>
OBJETIVO GERAL	15
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	15
<u>HIPÓTESES</u>	<u>16</u>

CAPITULO I- A SAZONALIDADE DOS APORTES DE NUTRIENTES PARA REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL E PLATAFORMA ADJACENTE

<u>RESUMO</u>	<u>18</u>
<u>ABSTRACT.....</u>	<u>19</u>
<u>1. INTRODUÇÃO</u>	<u>20</u>
<u>2. METODOLOGIA</u>	<u>23</u>
2.1. AMOSTRAGEM	24
2.2. ANÁLISE DE NUTRIENTES	24
2.3. IDENTIFICAÇÃO DAS MASSAS DE ÁGUA	25
<u>3. RESULTADOS & DISCUSSÃO.....</u>	<u>27</u>
3.1. APORTES SUPERFICIAIS CONTINENTAIS PARA A COSTA E PLATAFORMA ADJACENTE DAS REGIÕES DE SANTA MARTA E ALBARDÃO.....	27
3.2. APORTES ORIUNDOS DE MASSAS DE ÁGUA OCEÂNICA NA PCSB E COSTA ADJACENTE	33
3.2.1. APORTES DE NUTRIENTES, VIA MASSAS DE ÁGUA, NA REGIÃO DO ALBARDÃO	34
3.2.2. APORTES DE NUTRIENTES, VIA MASSAS DE ÁGUA, NA REGIÃO DE SANTA MARTA.	38
3.3. EVIDÊNCIAS DE APORTES SUBTERRÂNEOS NA COSTA ADJACENTE À PLATAFORMA CONTINENTAL DO SUL DO BRASIL.....	44
3.4. EVIDÊNCIAS DE APORTES SUBTERRÂNEOS NA PLATAFORMA CONTINENTAL DO SUL DO BRASIL	46
<u>4. CONCLUSÕES</u>	<u>54</u>

CAPITULO II- OSCILAÇÃO DO APORTE SUBTERRÂNEO NA REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL

RESUMO	56
ABSTRACT	57
1. INTRODUÇÃO	58
1.1. PROPRIEDADES DOS ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO E ^{222}Rn	62
1.1.2. RÁDIO	62
1.1.3. RADÔNIO	64
2. ÁREA DE ESTUDO	66
3. METODOLOGIA	70
3.1. AMOSTRAGEM	71
3.2. DETERMINAÇÃO DOS ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO EM AMOSTRAS DE ÁGUA	71
3.3. DETERMINAÇÃO DO ^{222}Rn EM AMOSTRAS DE ÁGUA	76
4. RESULTADOS & DISCUSSÃO	77
4.1. VARIAÇÃO DA SALINIDADE AO LONGO DA COSTA	77
4.2. DISTRIBUIÇÃO DOS NUTRIENTES NO ESTUÁRIO SUBTERRÂNEO E ZONA DE SURFE	80
4.3. COMPORTAMENTO DOS ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO E RADÔNIO NO EXTREMO SUL DO BRASIL	86
4.3.1. ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO AO LONGO DA COSTA DO EXTREMO SUL	86
4.3.2. SÉRIE TEMPORAL DE ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO E RADÔNIO	91
4.3.3. ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO AO LONGO DO TRANSECTO EM DIREÇÃO OFFSHORE	97
5. CONCLUSÕES	102

CAPITULO III- ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD) PARA A REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL

<u>RESUMO.....</u>	<u>104</u>
<u>ABSTRACT.....</u>	<u>105</u>
<u>1. INTRODUÇÃO.....</u>	<u>106</u>
1.1. DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD) NA REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL	108
<u>2. METODOLOGIA</u>	<u>111</u>
2.1. ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD).....	112
2.2. FLUXOS DE NUTRIENTES PROVENIENTES DA DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD) NA REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL	112
<u>3. RESULTADOS & DISCUSSÕES</u>	<u>113</u>
3.1. ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD).....	113
3.1.1. CONSIDERAÇÕES IMPORTANTES	113
3.2. DESCARGA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS (SGD) ASSOCIADA A NUTRIENTES	128
3.2.1. ESTIMATIVA DE FLUXOS DE NUTRIENTES.....	128
3.2.2. COMPORTAMENTO DOS FLUXOS DE NUTRIENTES AO LONGO DO TRAJETO CONTINENTE-MAR.....	130
3.2.3. COMPARAÇÃO DE FLUXOS DE NUTRIENTES ENTRE AS BARREIRAS NORTE E SUL DO LITORAL DO RIO GRANDE DO SUL	136
<u>4. CONCLUSÕES.....</u>	<u>143</u>
<u>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	<u>144</u>
<u>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>145</u>

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO I

Figura 1. Localização das estações oceanográficas (Programa de Apoio a Núcleos de Excelência (PRONEX 98).....	23
Figura 2. Procedimento de coleta. (a) e (b): lançamento e retorno da roseta; (c): coleta de amostra de água para análise de oxigênio dissolvido; (d): transporte das amostras; (e): filtração das amostras e (f): subdivisão das amostras (Fonte: Attisano, 2007).	25
Figura 3. Diagrama T-S para a região de Santa Marta, nos períodos de (a) Inverno e (b) verão, sendo: ■ Água Costeira (AC); ■ Água Subtropical de Plataforma (ASTP); ■ Água Tropical (AT) e ■ Água Central do Atlântico Sul (ACAS).....	26
Figura 4. Diagrama T-S para a região do Albardão, nos períodos de (a) Inverno e (b) verão, sendo: ■ Água Costeira (AC); ■ Água Subantártica de Plataforma (ASAP); ■ Água Subtropical de Plataforma (ASTP); ■ Água Tropical (AT); ■ Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e ■ Água Intermediária Antártica (AIA).....	26
Figura 5. Distribuição da salinidade ao longo dos transectos em direção offshore de Santa Marta, para (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão, sendo o tracejado a quebra da plataforma.	28
Figura 6. Distribuição do silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção offshore de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão, sendo o tracejado a quebra da plataforma.	29
Figura 7. Distribuição de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção offshore de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão.....	30
Figura 8. Distribuição do fosfato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção offshore de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e; Albardão (c) inverno e (d) verão.	30
Figura 9. Comportamento nos nutrientes (a) inverno; (b) verão e comportamento da salinidade (c) inverno; (d) verão em frente do RP: Rio da Prata; ALB: região do Albardão; LP: desembocadura da Lagoa dos Patos e SM: região de Santa Marta.....	31
Figura 10. Relações entre silicato e (a) nitrogênio inorgânico total; (b) fosfato; (c) nitrato e (d) amônio para as regiões de Santa Marta e Albardão, no inverno.	33
Figura 11. Distribuição vertical das massas de água na região do Albardão no (a) inverno e (b) verão, sendo: ■ Água Costeira (AC); ■ Água Subantártica de Plataforma (ASAP); ■ Água Subtropical de Plataforma (ASTP); ■ Água Tropical (AT); ■ Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e ■ Água intermediária Antártica (AIA).	34
Figura 12. Distribuição vertical de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.	35
Figura 13. Distribuição vertical de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.....	36
Figura 14. Distribuição vertical de fosfato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.	36
Figura 15. Distribuição vertical das massas de água na região de Santa Marta no (a) inverno e (b) verão, sendo: ■ Água Costeira (AC); ■ Água Subtropical de Plataforma (ASTP); ■ Água Tropical (AT) e ■ Água Central do Atlântico Sul (ACAS).....	38
Figura 16. Salpas encontradas na região de ressurgência de Santa Marta, verão 2007.	39

Figura 17. Distribuição vertical de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (A) inverno e (B) verão.	39
Figura 18. Distribuição vertical de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.	40
Figura 19. Distribuição vertical de nitrato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (A) inverno e (B) verão.	41
Figura 20. Concentrações médias de nutrientes, expressas em $\mu\text{mol L}^{-1}$, para cada massa de água, nos períodos de inverno e verão, para (a) Santa Marta e (b) Albardão.	43
Figura 21. Diagrama da advecção da água subterrânea na plataforma continental, mostrando a variação da posição da zona de mistura (Fonte: Bratton, 2010 com modificações).	46
Figura 22. Plataforma Continental do Sul do Brasil desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até o sul da Lagoa Mangueira, sendo: — Sistema de paleodrenagem (Abreu & Calliari); – Paleocanal do Albardão (Campos et al., 2009); ■ Plataforma interna; ■ Plataforma intermediária e ■ Plataforma externa.	48
Figura 23. Aproximação da representação do Paleocanal do Albardão elaborada por Campos et al. (2009).	49
Figura 24. Perfil horizontal de fundo, na região do Albardão, de salinidade, nos períodos de (a) inverno e (b) verão, e distribuição das concentrações de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$), no (c) inverno: e (d) verão, sendo – o contorno do Paleocanal do Albardão.	50
Figura 25. Dados pretéritos (Programa CONVERSUT) de fundo de (A) salinidade e (B) silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) na Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil. Sendo o tracejado, referente a isóbata de 200m (quebra de plataforma).	51

CAPITULO II

Figura 1. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th com os respectivos isótopos de rádio destacados (adaptado de Rama & Moore, 1996).	62
Figura 2. Localização da área de estudo (destacada em vermelho). Fonte: Imagem capturada pelo MODIS em Jun/08	68
Figura 3. Localização dos pontos de amostragem nos diferentes períodos, sendo que os símbolos preenchidos correspondem a locais onde foram realizadas as medidas de radioisótopos.	70
Figura 4. Coleta de água subterrânea na zona de praia com auxílio do Push-Point.	71
Figura 5. (a) Montagem da coluna (b) Coleta de água da zona de surfe (c, d) Filtração para concentração dos isótopos de rádio e (e) análise de ^{223}Ra e ^{224}Ra no RaDeCC - Delayed Coincidence Counter.	72
Figura 6. (a) Local onde foram monitoradas as atividades de ^{222}Rn e (b) RAD-7 (Durrige Co., Inc.).	76
Figura 7. Salinidade em função da distância da costa para: (A) zona de surfe (água superficial) e (B) estuário subterrâneo.	78
Figura 8. Salinidade versus distância dos Molhes do Rio Grande de amostras coletadas na zona de surfe e restinga de (a) maio de 2008; (b) Setembro 2008 e (c) Julho 2009.	79
Figura 9. Distribuição das concentrações de nitrato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.	81

<i>Figura 10. Distribuição das concentrações de amônio em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.</i>	<i>82</i>
<i>Figura 11. Distribuição das concentrações de fosfato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.</i>	<i>84</i>
<i>Figura 12. Distribuição das concentrações de silicato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.</i>	<i>85</i>
<i>Figura 13. Atividades de ^{223}Ra, ^{224}Ra e ^{226}Ra (dpm 100L^{-1}) ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe em (a) Jan/07 e (b) Set/08.</i>	<i>87</i>
<i>Figura 14. Permeabilidade dos sedimentos na barreira Holocênica do litoral sul (Pereira, 2005).</i>	<i>88</i>
<i>Figura 15. Diferente vegetação de cobertura das dunas formadas na barreira Holocênica que separa a Lagoa Mangueira do mar. (a) Porção norte: Plantação de Pinus sp e (b) Porção sul: vegetação natural das dunas.</i>	<i>89</i>
<i>Figura 16. Modelo conceitual (Schmidt et al., 2011) de fluxos de água na barreira Holocênica que separa a Lagoa Mangueira do oceano. (A) porção norte da barreira com plantação de pinos e (B) porção sul da barreira com vegetação natural de dunas. Gradiente hidráulico (H), $H_2 \ll H_1$.</i>	<i>89</i>
<i>Figura 17. Série temporal da atividade de radônio (^{222}Rn) durante a expedição de Janeiro de 2007 na zona de surfe. (a) Concheiros e (b) Hermenegildo (Santos et al., 2008c).</i>	<i>92</i>
<i>Figura 18. Taxa de SGD (cm d^{-1}) ao longo do monitoramento das atividades de ^{222}Rn durante a expedição de Janeiro 2007. (A) Concheiros e (B) Hermenegildo (Santos et al., 2008c).</i>	<i>93</i>
<i>Figura 19. Série temporal da atividade dos isótopos de Rádio (^{224}Ra, ^{223}Ra e ^{226}Ra) durante a expedição de setembro de 2008.</i>	<i>94</i>
<i>Figura 20. Taxa de SGD ao longo do monitoramento das atividades de isótopos de rádio (^{224}Ra, ^{223}Ra e ^{226}Ra) durante a expedição de setembro de 2008.</i>	<i>95</i>
<i>Figura 21. Comportamento da salinidade, pH e maré ao longo do período de monitoramento.</i>	<i>96</i>
<i>Figura 22. Atividades de (a) ^{224}Ra e (b) ^{223}Ra ao longo do transecto próximo ao farol do Albardão.</i>	<i>98</i>
<i>Figura 23. Isolinhas de sigma-t ($\sigma-t$) para o transecto em direção offshore e os pontos de amostragem.</i>	<i>99</i>
<i>Figura 24. A atividades de ^{223}Ra (a) transformadas em o logaritmo neperiano e (b) ^{223}Ra a em relação a distância da costa (até 50 km).</i>	<i>100</i>
<i>Figura 25. Fluxo de radioisótopos necessário para que o sistema se mantenha inalterado.</i>	<i>101</i>

CAPITULO III

<i>Figura 1. Intersecção entre as retas das atividades de ^{223}Ra nas amostras de água costeira e de mar com as amostras de águas subterrâneas (piezômetros).</i>	<i>116</i>
<i>Figura 2. Intersecção entre as retas das atividades de ^{224}Ra nas amostras de água costeira e de mar com as amostras de águas subterrâneas (piezômetros).</i>	<i>117</i>

<i>Figura 3. Concentração efetiva para ^{223}Ra, calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.....</i>	<i>118</i>
<i>Figura 4. Concentração efetiva para ^{224}Ra, calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.....</i>	<i>119</i>
<i>Figura 5. Concentração efetiva para ^{226}Ra, calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.....</i>	<i>119</i>
<i>Figura 6. Dimensões da área de estudo (Área total $2,20\text{E}+09\text{ m}^2$).</i>	<i>126</i>
<i>Figura 7. (A) SGD e (B) suas componentes para os diferentes cenários meteorológicos. Sendo ■: Maio/08; ■: Set/08 e ■: Jul/09.....</i>	<i>128</i>
<i>Figura 8. Modelo conceitual elaborado por Niencheski et al. (2007) de fluxos de elementos no sistema costeiro superficial e subterrâneo.</i>	<i>129</i>
<i>Figura 9. Fluxos de nutrientes (10^6 mol d^{-1}) para distintos cenários meteorológicos (Maio/08: baixa pluviosidade; Set/08: alta pluviosidade e Jul/09: pluviosidade intermediária).....</i>	<i>135</i>
<i>Figura 10. Localização das barreiras norte e sul.</i>	<i>136</i>
<i>Figura 11. Comparação dos fluxos de nutrientes (10^6 mol d^{-1}) para as barreiras norte (desde os molhes oeste de Rio Grande até as proximidades da cidade de Torres) e sul (desde os molhes leste de Rio Grande até os Molhes do Chui) do litoral do Rio Grande do Sul.</i>	<i>139</i>
<i>Figura 12. Relação nitrogênio (N): fósforo(P) para os fluxos da barreira norte e sul. .</i>	<i>140</i>

APÊNDICE

<i>Figura 1. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Maio/08 (período de: 14/Abril até 14/Maio)</i>	<i>165</i>
<i>Figura 2. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Set/08 (período de: 5/Ago até 5/Set).</i>	<i>166</i>
<i>Figura 3. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Set/08 (período de: 29/Jun até 29/Julho).</i>	<i>167</i>
<i>Figura 4. Esquema para Incubação do core e retiradas de amostras (fibras MnO_2) ..</i>	<i>172</i>
<i>Figura 5. Correlação entre tempo de incubação e a atividade de ^{224}Ra ($\text{dpm } 100\text{ L}^{-1}$).</i>	<i>173</i>
<i>Figura 6. Prolongamento da semirreta e formação de triângulo retângulo para o cálculo do fluxo de difusão.</i>	<i>173</i>
<i>Figura 7. Relação entre o logaritmo neperiano das atividades de ^{223}Ra e a distância da costa (até 50 km).</i>	<i>179</i>
<i>Figura 8. Distribuição da atividade de ^{223}Ra ao longo do transecto em direção offshore (até 50 km).</i>	<i>181</i>
<i>Figura 9. Isolinhas de sigma-t (σ_t) para o transecto em direção offshore e os pontos de amostragem.</i>	<i>182</i>

LISTA DE TABELAS

CAPITULO I

<i>Tabela 1. Índices termohalinos utilizados para a classificação das massas de água. ...</i>	25
<i>Tabela 2. Contribuição da ACAS até 50 metros de profundidade, no verão, para a região de Santa Marta em termo de nutrientes, expressa em μmol^{-1}.</i>	41

CAPITULO III

<i>Tabela 1. Atividade de rádio em águas subterrâneas costeiras (End-member). Dados obtidos em janeiro de 2007.</i>	115
<i>Tabela 2. Idade aparente das águas ou tempo de residência médio para os períodos de janeiro de 2007 e setembro de 2008.</i>	122
<i>Tabela 3. Estimativa da taxa de advecção expressa em cm d^{-1} para cada radioisótopo e suas relações em período de baixa pluviosidade (Jan/07) e alta pluviosidade (Set/08).</i>	124
<i>Tabela 4. Média das taxas de advecção, expressa em cm dia^{-1}, usando as máximas das atividades (end-members máximos).</i>	124
<i>Tabela 5. Média das taxas de advecção, expressa em cm dia^{-1}, usando as atividades médias dos end-members.</i>	125
<i>Tabela 6. Valores estimados para a SGD e suas frações de água doce e salgada para os períodos em estudo.</i>	127
<i>Tabela 7. Comparação entre barreira norte e sul em termos de tempo de residência e taxa de advecção e permeabilidade.</i>	137
<i>Tabela 8. Fluxo de NID e PID associado a SGD e potencial produtivo da SGD.</i>	142

APÊNDICES

<i>Tabela 1. Distintos cenários meteorológicos.</i>	164
<i>Tabela 2. Salinidades das águas subterrâneas da região de praia para diferentes períodos amostrais.</i>	175
<i>Tabela 3. Valores estimados para a SGD e suas frações de água doce e salgada para os períodos em estudo.</i>	176
<i>Tabela 5. Dados hidroquímicos das plataformas de Santa Marta e Albardão, Fev/07 (PRONEX II).</i>	185
<i>Tabela 5. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem de maio 2008.</i>	194
<i>Tabela 6. Variáveis físico-químicas referente a água subterrânea da zona de praia, amostragem maio 2008.</i>	195
<i>Tabela 7. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.</i>	196
<i>Tabela 8. Variáveis físico-químicas referente a água subterrânea da zona de praia, amostragem setembro 2008.</i>	196
<i>Tabela 9. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem julho 2009.</i>	197
<i>Tabela 10. Variáveis físico-químicas referente a água subterrânea da zona de praia, amostragem julho 2009.</i>	198

<i>Tabela 11. Dados de isótopos naturais de rádio para o transecto offshore, fevereiro 2007.</i>	198
<i>Tabela 12. Dados de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem janeiro 2007.</i>	199
<i>Tabela 13. Dados de isótopos naturais de rádio na água subterrânea da zona de praia, amostragem janeiro 2007.</i>	199
<i>Tabela 14. Dados de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.</i>	200
<i>Tabela 15. Série temporal de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.</i>	200

APÊNDICES

APÊNDICE 1. CENÁRIOS METEOROLÓGICOS	163
1.1. EXPEDIÇÃO MAIO/08	165
1.2. EXPEDIÇÃO SET/08	166
1.3. EXPEDIÇÃO JULHO/09	167
APÊNDICE 2. DETERMINAÇÃO DA CONSTANTE DE DECAIMENTO (λ).....	168
2.1. TEMPO DE MEIA-VIDA.....	168
APÊNDICE 3. DEDUÇÃO DA EQUAÇÃO DO TEMPO DE RESIDÊNCIA.....	170
APÊNDICE 4. QUANTIFICAÇÃO DOS FLUXOS DE ISÓTOPOS NATURAIS DE RÁDIO ORIUNDO DO SEDIMENTO DE FUNDO	171
4.1. COEFICIENTE ANGULAR DA RETA.....	173
4.2. ÁREA DO CORE	174
APÊNDICE 5. BALANÇO DE SAL PROPOSTO POR WINDOM ET AL. (2006)	175
APÊNDICE 6. CÁLCULO DA SGD SEGUNDO MOORE (2000) E NIENCHESKI <i>et al.</i> (2007)	177
6.1. DETERMINAÇÃO DA CONSTANTE DE DIFUSÃO (Kh)	178
6.2. CÁLCULO DO FLUXO DE RADIOISÓTOPOS, SEGUNDO MOORE (2000)	181
6.3. CÁLCULO DA DESCARGA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA (SGD), SEGUNDO NIENCHESKI <i>et al.</i> (2007).	184
APÊNDICE 7. DADOS BRUTOS	185

LISTA DE ACRÔNIMOS

AC – Água Costeira

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

AIA – Água Intermediária Antártica

ASA – Água Subantártica

ASAP – Água Subantártica de Plataforma

ASTP – Água Subtropical de Plataforma

AAF – Água Antártica de Fundo

AT – Água Tropical

CB – Corrente do Brasil

CM – Corrente das Malvinas

CST – Convergência Subtropical

PCSB – Plataforma Continental do Sul do Brasil

PCSSB – Plataforma Continental do Sudeste-Sul do Brasil

SGD – Descarga de Água Subterrânea

LP – Lagoa dos Patos

RP – Rio da Prata

NIT – Nitrogênio Inorgânico Total

ETIs - elementos traçadores e isótopos

RESUMO GERAL

A alta produtividade na zona costeira e na Plataforma Continental do Sul do Brasil é dada pelo aporte de nutrientes, os quais são determinantes para a produção primária. As regiões de plataforma (Santa Marta-SC 28,60°S e Albardão-RS 33,20°S) foram selecionadas por apresentarem características diferenciadas em relação à topografia, sazonalidade e dinâmica das massas de água. Sendo assim, essas possuem diferentes mecanismos de fertilização, além dos aportes continentais. A proximidade à zona de Convergência Subtropical (CST) é determinante para a produtividade dessas regiões, visto que: no inverno, a intrusão da Água Subantártica de Plataforma na região do Albardão aumenta consideravelmente as concentrações de nutrientes na região e; no verão, a Água Central do Atlântico Sul resultado da CST aflora na região de Santa Marta, sendo responsável por 60% da produção nova local. Além disso, aportes subterrâneos foram evidenciados tanto na zona costeira quanto na região de plataforma. No extremo sul do Brasil verificou-se, mediante a variação espaço-temporal de isótopos naturais de rádio e radônio, a ocorrência de advecção de água subterrânea ao longo de toda a costa, desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Uruguai (média: $2,17 \pm 0,2$ cm d⁻¹). Com a aplicação de modelos pré-estabelecidos, foi possível calcular os fluxos de nutrientes para a zona costeira (NIT: $21 \cdot 10^5$ mol d⁻¹) e avaliar o potencial produtivo relacionado a essas descargas (2800 gC m⁻² ano⁻¹). Desse modo, entende-se que a parcela de água subterrânea deva ser definitivamente incluída no balanço de massas da região, uma vez que apresenta um potencial produtivo de 7 a 32 vezes maior quando comparado às outras regiões onde a estimativa foi realizada.

Palavras-chave: aportes de nutrientes; descarga de água subterrânea (SGD); plataforma continental do sul do Brasil; isótopos naturais de rádio e radônio; balanço de massas

GENERAL ABSTRACT

High productivity on the coastal region and on the Southern Brazil Continental Shelf is provided by the nutrient input which is fundamental to primary productivity. The regions of Santa Marta, SC (28.60°S) and Albardão, RS (33.20°S) were selected due to their special characteristics regarding the topography, seasonality and dynamics of their water mass. Therefore, these areas have different fertilization mechanisms besides the continental input. The proximity to the subtropical convergence zone (SCZ) is determinant in relation to productivity because, in winter, the intrusion of the Subantarctic Shelf Water (SSW) in the Albardão region considerably increases the nutrient concentration whereas, in summer, the South Atlantic Central Water (SACW) that results from the SCZ, moves to the Santa Marta region and is responsible for 60% of the new local production. In addition, subterraneous input was observed both on the coastal areas and on the shelf. In southern Brazil, spatial-time variations of radionuclides (Ra e Rn) show the occurrence of groundwater advection along the coast, from the mouth of Patos Lagoon to Uruguay rates (average: $2.17 \pm 0.2 \text{ cm d}^{-1}$). Using mathematical models, it was possible to calculate the discharge of nutrients on the coastal zone (TIN: $21 \cdot 10^5 \text{ mol d}^{-1}$) and evaluate the productive potential regarding the Submarine Groundwater Discharge ($2800 \text{ gC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$). Thus, this study suggests that the portion of ground water should definitely be included in the mass budget of the region, since its productive potential is 7 to 32 times higher by comparison with other regions where this estimate was also carried out.

Key words: nutrient input; Submarine Groundwater Discharge (SGD); southern Brazilian continental shelf; natural radio and radon isotopes; mass balance

APRESENTAÇÃO DA TESE

A alta produtividade na Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) ocorre em razão do aporte de nutrientes, determinantes para a produtividade primária e consequentemente para os demais níveis tróficos, sendo que essa região apresenta grande diversidade de fontes de nutrientes.

Assim, no **primeiro capítulo** do presente trabalho, foram apresentados e discutidos os diferentes tipos de aportes de nutrientes para a PCSB e seu comportamento sazonal, especialmente para as regiões de Santa Marta-SC (28,60°S) e Albardão-RS (33,20°S). Nessa secção foram incluídos os aportes continentais, a influência das massas de água e, como mecanismo de fertilização, também foi abordado o fenômeno ressurgência costeira na região de Santa Marta. Além disso, foram destacadas evidências da advecção de água subterrânea ao longo de toda a costa sul-sudeste do Brasil, bem como pontos de surgência ao longo da Plataforma Continental.

Devido à maior complexidade em termos oceanográficos da região do Albardão e aos indícios da ocorrência da advecção de água subterrânea na área considerada, o **segundo capítulo** teve como foco a área compreendida entre a desembocadura da laguna Lagoa dos Patos e as proximidades do Uruguai. Ainda, no referido capítulo foi realizada uma abordagem do comportamento espaço-temporal de parâmetros hidroquímicos e isótopos naturais de rádio (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra) e radônio (^{222}Rn). A partir da variação na atividade destes radioisótopos foi possível inferir sobre as oscilações da interação entre o aquífero costeiro e água oceânica.

O **terceiro capítulo** finalizou o estudo com a quantificação da descarga de água subterrânea (SGD) para a costa do extremo sul do Brasil e sua potencial influência na produtividade primária local. Além disso, apresentou algumas metodologias que vêm sendo aplicadas para facilitar a quantificação da SGD.

OBJETIVOS

Objetivo geral

Avaliar quantitativamente o potencial de produção primária das águas costeiras e da Plataforma Continental do Sul do Brasil, em relação aos aportes de nutrientes, considerando os processos de descarga de água continental superficial, advecção de água subterrânea e transporte de massas de água oceânicas.

Objetivos específicos

- Identificar os principais processos que aportam nutrientes para a Plataforma Continental do Sul do Brasil e o seu comportamento sazonal, especialmente nas regiões de Santa Marta (28°S;48°W) e Albardão (33°S;52°W).

- Analisar o comportamento de parâmetros hidroquímicos e radionuclídeos naturais (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra e ^{222}Rn), na região costeira desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Chuí, a fim de identificar os aportes subterrâneos e sua variação espaço-temporal.

- Estimar a carga de nutrientes exportada, para o extremo sul do Brasil, associada aos fluxos de água subterrânea existentes entre o continente e o oceano e avaliar a disponibilidade de nutrientes para a produção primária na zona costeira.

HIPÓTESES

A ocorrência do fenômeno ressurgência costeira em Santa Marta, no período de verão, aumenta consideravelmente a concentração de nutrientes na zona eufótica devido à ascensão de águas profundas ricas em nutrientes.

Depressões presentes na plataforma continental, tais como o paleocanal, favorecem o fluxo de água subterrânea, enriquecendo esta região em nutrientes e conseqüentemente o potencial de produtividade biológica.

A contribuição das águas, via descarga de água subterrânea, na região do Albardão, é responsável por grande parcela das elevadas concentrações de nutrientes na região costeira.

CAPÍTULO I

***A SAZONALIDADE DOS APORTES DE NUTRIENTES
PARA REGIÃO COSTEIRA DO SUL DO BRASIL E
PLATAFORMA ADJACENTE***

RESUMO

A Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) e sua costa adjacente são conhecidas pelo alto potencial pesqueiro. A PCSB abrange as regiões de Santa Marta-SC (28°S;48°W) e Albardão-RS (33°S;52°W), que, além de possuírem uma das áreas mais produtivas do litoral brasileiro, estão sob a influência de diferentes processos carreadores de nutrientes, fortemente vinculados à sazonalidade. Sem dúvida, o processo que mais contribuiu para a produtividade de Santa Marta é a ressurgência costeira, detectada no verão. Verificou-se que ela pode ser responsável por 60% da produção nova (relacionada ao nitrato) local. Porém, o elevado valor de nitrato observado durante esse evento, junto à geologia local, permite inferir que a advecção de água subterrânea possa ser uma fonte complementar de nutrientes. Por outro lado, a região do Albardão mostra-se um pouco mais complexa, na perspectiva das condições oceanográficas, por sua proximidade da zona de convergência subtropical, maior proximidade à desembocadura do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, além dos aportes subterrâneos já detectados. Além disso, a região apresenta uma das maiores depressões da PCSB, o paleocanal do Albardão; em geral, as águas subantárticas de plataforma (massa de água rica em nutrientes) são direcionadas ao norte através desse paleocanal. Há fortes evidências de que o paleocanal do Albardão possa fornecer um importante fluxo de água subterrânea para a região, assim como os demais sistemas de pequenos paleocanais encontrados na PCSB. Dessa forma, acredita-se que esforços devam ser investidos na detecção e quantificação dos aportes de água subterrânea não somente nas zonas costeiras, mas também ao longo de toda a PCSB.

Palavras-chave: aportes de nutrientes; plataforma continental do sul do Brasil; massas de água; ressurgência

ABSTRACT

The Southern Brazil Continental Shelf (SBCS) and its adjacent coast have been known for its high fishing potential. The SBCS, which comprises the regions of Santa Marta, SC (28°S;48°W) and Albardão, RS (33°S;52°W), is not only one of the most productive areas on the Brazilian coast but is also influenced by different nutrient input processes that are strongly related to seasonality. Doubtlessly, the process that most contributes to Santa Marta's productivity is the coastal upwelling that happens in summer. It may be responsible for 60% of the new local production associated with nitrate. However, taking into account the local geology, the high values of nitrate which was observed during this event suggests that the advection of subterraneous water may be a complementary source of nutrients. On the other hand, the Albardão region is a bit more complex from the perspective of oceanographic conditions since it is close to the subtropical convergence zone, to the mouth of Plata River and Patos Lagoon discharges, besides having subterraneous nutrient input. Furthermore, this region has one of the largest depressions in the SBCS: the Albardão paleochannel, through which the shelf Subantarctic waters (water mass rich in nutrients) usually moves towards north. There is evidence to suggest that the Albardão paleochannel provides important subterraneous water flow for the region, as others systems of small paleochannels found in the SBCS, as well. Therefore, effort must be made to detect and quantify the nutrient input of subterraneous waters, not only on coastal zones, but also along the whole SBCS.

Key words: nutrient input; southern Brazilian continental shelf; water mass; upwelling

1. INTRODUÇÃO

A Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) apresenta uma importante dominância sazonal de diferentes massas de água (Möller *et al.*, 2008). A sazonalidade dessas massas resulta em diferentes processos oceanográficos sobre a plataforma, os quais podem ser carreadores de nutrientes e resultar no aumento da produtividade local.

Parâmetros físicos e químicos são frequentemente utilizados para caracterizar massas de água ao longo da plataforma. A distribuição das mesmas e sua relação com os nutrientes podem indicar distintos processos (Braga *et al.*, 2008). Na PCSB, tais parâmetros podem ser utilizados para inferir: (1) as contribuições continentais oriundas de descargas superficiais; (2) a intrusão de massas de água ricas em nutrientes; (3) o processo de ressurgência e, até mesmo, (4) os locais onde possa ocorrer a advecção de águas subterrâneas.

O aporte de nutrientes, na PCSB, mais especificamente nas regiões de Santa Marta (28°S;48°W) e Albardão (33°S;52°W), está diretamente relacionado às plumas estuarinas do Rio da Prata (Uruguai) e da Lagoa dos Patos (RS) e, em menor escala, ao complexo lagunar Imaruí (SC). O Rio da Prata apresenta descarga média de $23.300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Piola, 2002), quase vinte vezes maior do que a descarga média da Lagoa dos Patos, a qual varia entre 700 e $3000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Garcia, 1998). Não foram encontrados dados de descarga do complexo lagunar Imaruí. No entanto, tomando por base a vazão do Rio Tubarão, que é o tributário mais expressivo daquele complexo, estima-se que a vazão do complexo seja de aproximadamente $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Vargas *et al.*, 2001).

Em geral, o transporte de águas continentais para fora do estuário pode ocorrer sob a forma de uma pluma superficial de água mais doce, podendo esta estar sujeita aos padrões de vento, à chuva, à hidrodinâmica local e conseqüentemente à sazonalidade (Marques *et al.*, 2010).

Além das descargas superficiais, as massas de água que transitam na PSCB são de extrema relevância para a produtividade primária da região. Isso ocorre porque o Oceano Atlântico Sudoeste compreende a região de confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, chamada convergência subtropical. Na área em destaque, uma massa de água fria e rica em nutrientes, a Água Subantártica de Plataforma (ASAP), trazida do sul pela corrente das Malvinas, afunda e ocupa a camada inferior da corrente do Brasil, a qual transporta uma água quente de características oligotróficas, a Água Tropical (AT) – (Seeliger & Odebrecht, 1998). A ASAP, além de influenciar na produtividade primária da região do Albardão, mistura-se com a AT ao longo do talude continental, dando origem a uma das massas de água mais ricas em teores de nutrientes do Oceano Atlântico Sul, a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) – (Fillmann, 1990).

As regiões de plataforma (Santa Marta e Albardão) foram selecionadas por estarem entre as regiões de maior potencial pesqueiro de todo o litoral brasileiro (Matsuura, 1995) e ainda apresentarem características diferenciadas em relação à topografia e dinâmica das massas de água (Attisano, 2007).

A plataforma de Santa Marta, em contraste à do Albardão, é caracterizada por ser estreita e de declive acentuado. Plataformas continentais com as características mencionadas, nas quais a ascensão das águas é mais significativa, favorecem a ressurgência costeira. Castello & Möller (1977) foram os primeiros a sugerir que a região de Santa Marta poderia estar associada a eventos de ressurgência. Matsuura (1986) levantou a hipótese da ocorrência desse fenômeno em períodos de primavera e verão, quando os ventos nordeste (NE) são dominantes e carregam as águas costeiras em direção ao mar aberto, facilitando o afloramento da ACAS e a disponibilidade de nutrientes à zona eufótica. Odebrecht & Djurfeldt (1996), durante uma expedição à plataforma de Santa Marta (primavera), observaram teores máximos de clorofila *a* na

camada subsuperficial, tanto em condições de ressurgência quanto em subsidência, em camadas de mistura entre a ACAS e as águas costeiras situadas acima da zona de turbulência, causada por fricção de fundo. Nesse local rico em nutrientes, a produção fitoplantônica alcançou teores mais altos do que o esperado, devido ao processo de ressurgência, indicando associação entre o referido processo e a fricção de fundo na região de Santa Marta.

Acredita-se que aportes subterrâneos possam apresentar-se como fontes suplementares de nutrientes tanto para a zona costeira quanto para a PCSB. Isso é sugerido devido ao grande número de lagoas costeiras nessa região, somado a estudos de que evidenciam esses aportes na zona costeira (Windom *et al.*, 2006); Nienckeski *et al.*, 2007; Attisano *et al.*, 2008; Paiva, 2011).

Por outro lado, o assoalho oceânico da PCSB também merece destaque na investigação de advecção de água subterrânea, uma vez que a plataforma aqui considerada abriga uma depressão, conhecida como Paleocanal do Albardão, de aproximadamente 30 metros de profundidade (Campos *et al.*, 2009), a qual pode gerar um alívio de pressão hidrostática devido à intrusão da ASAP, resultando na advecção de água subterrânea continental na PCSB (Attisano, 2007).

O presente capítulo objetiva identificar os principais processos que aportam nutrientes para a Plataforma Continental do Sul do Brasil, especialmente nas regiões de Santa Marta e Albardão (em períodos de inverno e verão), e evidenciar a possível advecção de água subterrânea ao longo da PCSB.

2. METODOLOGIA

As amostras de água foram coletadas a bordo do Navio Oceanográfico Atlântico Sul – FURG, durante os meses de agosto de 2005 e fevereiro de 2007, os quais se caracterizaram, respectivamente, como períodos de inverno e verão. Foram realizados seis transectos em direção *offshore* (entre as isóbatas de 20 e 600 metros), distribuídos igualmente entre as plataformas adjacentes aos faróis de Santa Marta (28,60°S) e Albardão (33,20°S) – Figura 1.

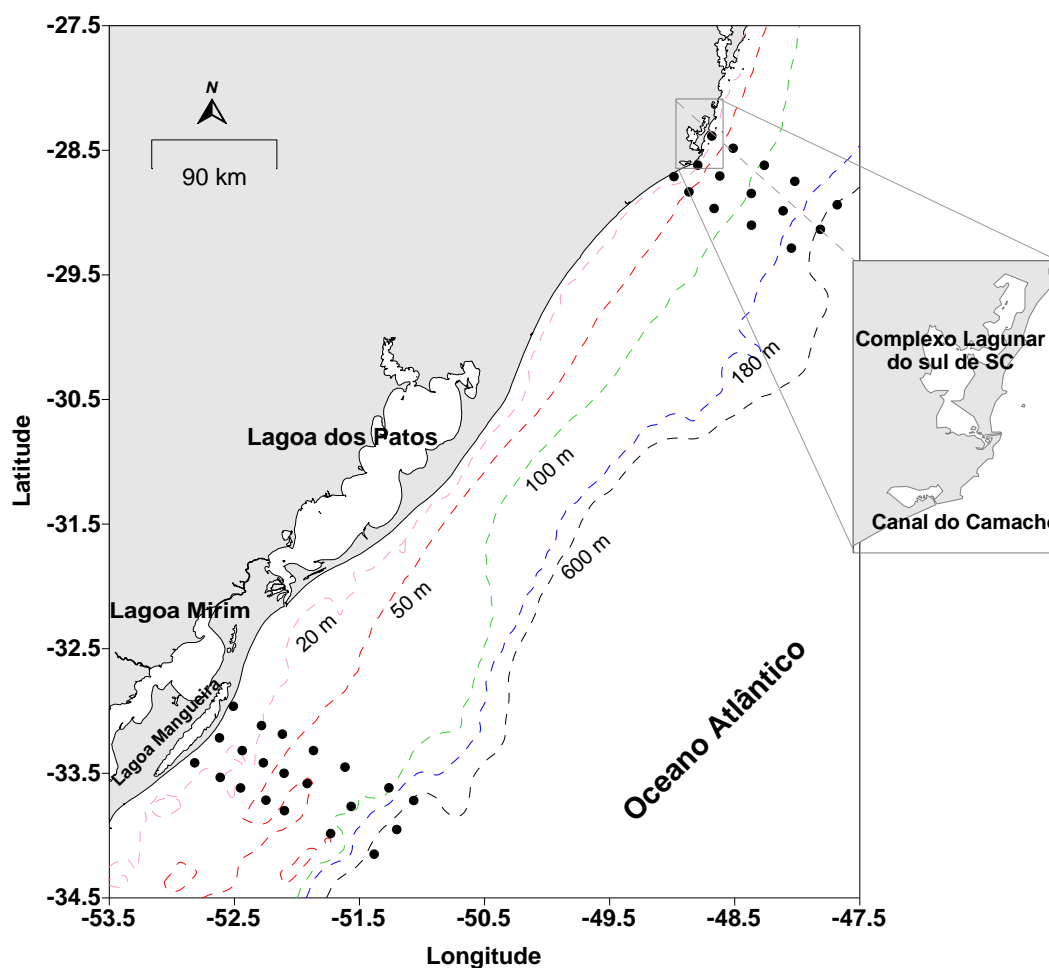


Figura 1. Localização das estações oceanográficas (Programa de Apoio a Núcleos de Excelência (PRONEX 98).

Devido ao estreitamento da plataforma no sentido norte, a região do Albardão foi contemplada com maior número de estações oceanográficas. No inverno, foram amostradas seis estações por transecto, sendo a primeira a aproximadamente 20 km da

costa. No verão, houve a inclusão de mais uma estação em cada transecto (~ 5 km da costa). Em Santa Marta foram realizadas cinco estações por transecto, iniciando a aproximadamente 5 km da costa, em ambos cruzeiros.

Para cada estação oceanográfica, foram selecionadas no mínimo duas profundidades: a 5 metros de profundidade (subsuperfície) e fundo, atingindo no máximo cinco estações, de acordo com a termoclina apresentada no local. As profundidades selecionadas para as amostragens visaram atingir todas as massas de água presentes na região (ver Apêndice 7).

2.1. Amostragem

As amostras foram coletadas com o auxílio de um sistema de coleta automática de água – Roseta (Figura 2a), dotado de doze garrafas do tipo Niskin (5 litros) e um CTD instalado, o qual é o responsável pela obtenção dos dados de temperatura, salinidade, condutividade e sigma-t, além de realizar o disparo das garrafas nas profundidades pré-determinadas. Imediatamente após o retorno da Roseta (Figura 2b), as amostras foram subdivididas em duas alíquotas, sendo uma destinada à análise de oxigênio dissolvido (Figura 2c, 2d) e outra, à quantificação do material em suspensão e análise de nutrientes.

2.2. Análise de nutrientes

As amostras foram filtradas imediatamente após cada coleta, em filtro de acetato de celulose, com porosidade de 0,45 μm , utilizando-se bomba a vácuo (Figura 2e). Após a filtração, as amostras destinadas às análises de nitrito, nitrato, amônio, fosfato e silicato foram acondicionadas em frascos de polietileno (Figura f) e a elas, adicionados reativos específicos, quando necessário, e, então, congeladas, para posterior análise (em laboratório fixo, Laboratório de Hidroquímica - FURG), seguindo a metodologia

descrita em Baumgarten *et al.* (2010). Os dados brutos do cruzeiro realizado em agosto de 2005 podem ser encontrados em Attisano (2007) e os referentes ao cruzeiro realizado em fevereiro de 2007 encontram-se no Apêndice 7.



Figura 2. Procedimento de coleta. (a) e (b): lançamento e retorno da roseta; (c): coleta de amostra de água para análise de oxigênio dissolvido; (d): transporte das amostras; (e): filtração das amostras e (f): subdivisão das amostras (Fonte: Attisano, 2007).

2.3. Identificação das massas de água

Os limites de temperatura e salinidade atribuídos a cada massa de água, necessários à sua identificação, foram baseados em Freitas (2003) e Möller *et al.* (2008) e estão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1. Índices termohalinos utilizados para a classificação das massas de água.

Massas de água	Inverno	Verão
AT	$T \geq 18,5^{\circ}\text{C}$, $S \leq 36$	
ASTP	$T > 14,0^{\circ}\text{C}$, $33,5 < S \leq 35,3$ $T > 18,5$, $33,5 \leq S < 36,0$	$T > 18,5^{\circ}\text{C}$, $35,3 < S \leq 36$ $T > 21^{\circ}\text{C}$, $33,5 \leq S < 35,3$
ASAP	$T \leq 14,0^{\circ}\text{C}$, $33,5 < S \leq 34,2$	$T \leq 21,0^{\circ}\text{C}$, $33,5 < S \leq 34,2$
ACAS	$T \leq 18,5^{\circ}\text{C}$, $S \geq 35,3$	$T \leq 18,5^{\circ}\text{C}$, $S \geq 35,3$
AIA	$4,0 < T < 6,0^{\circ}\text{C}$, $34,3 < S < 34,5$	

Sendo: T – temperatura; S – salinidade; AT – Água Tropical; ASTP – Água Subtropical de Plataforma; ASAP – Água Subantártica de Plataforma; ACAS – Água Central do Atlântico Sul e AIA – Água Intermediária Antártica (Fonte: Freitas, 2003 e Möller *et al.*, 2008)

De posse dos índices termohalinos (Tabela 1), pôde-se identificar as massas de água nos diagramas T-S, recomendados por Miranda & Castro Filho (1979) e Sverdrup *et al.*, (1942). Os intervalos foram adaptados para cada região de estudo e período amostral (Figuras 3 e 4). Logo, foi realizada a distribuição das massas de água em perfis verticais (ver Figuras 11 e 15). Cabe salientar que, no presente trabalho, foram desconsideradas as misturas entre as massas de água identificadas, o que permitiu a verificação do teor de nutrientes em cada uma delas (ver Figura 20).

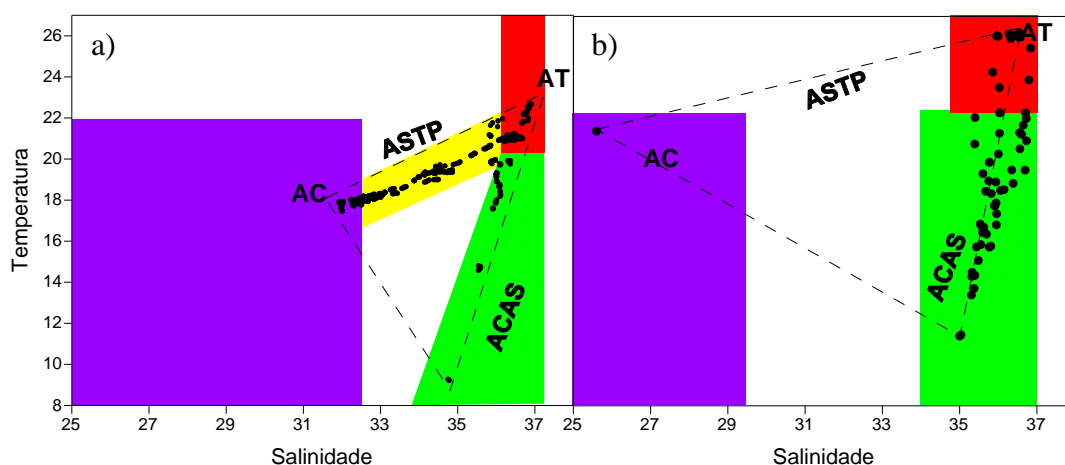


Figura 3. Diagrama T-S para a região de Santa Marta, nos períodos de (a) Inverno e (b) verão, sendo: **■** Água Costeira (AC); **■** Água Subtropical de Plataforma (ASTP); **■** Água Tropical (AT) e **■** Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

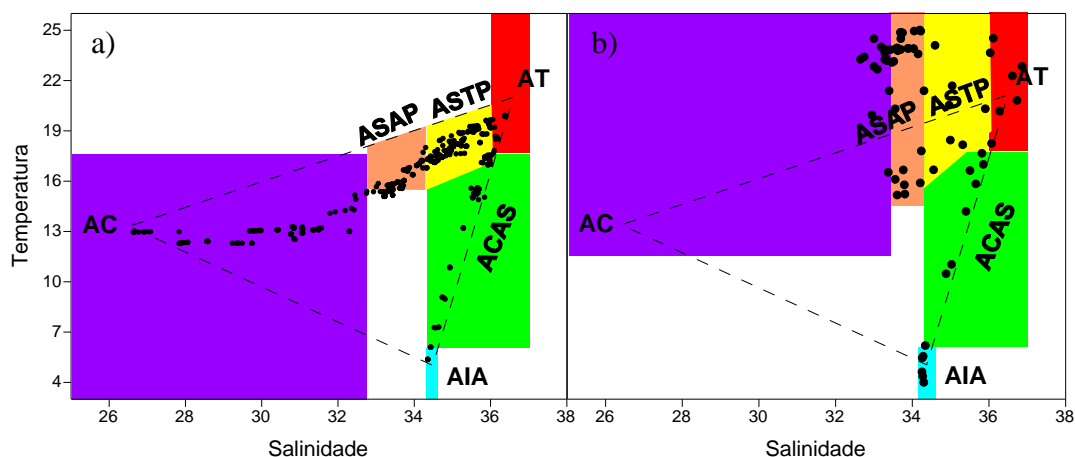


Figura 4. Diagrama T-S para a região do Albardão, nos períodos de (a) Inverno e (b) verão, sendo: **■** Água Costeira (AC); **■** Água Subantártica de Plataforma (ASAP); **■** Água Subtropical de Plataforma (ASTP); **■** Água Tropical (AT); **■** Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e **■** Água Intermediária Antártica (AIA).

3. RESULTADOS & DISCUSSÃO

Neste item são apresentados os resultados dos diferentes aportes de nutrientes para as regiões de Santa Marta e Albardão, os quais influenciam na potencial produtividade primária das duas regiões. Os aportes avaliados foram: aportes superficiais continentais, aportes oriundos de massas de água oceânicas e as evidências de aportes subterrâneos.

3.1. Aportes superficiais continentais para a costa e plataforma adjacente das regiões de Santa Marta e Albardão

Em geral para a área estudada, durante o outono e o inverno, os aportes superficiais são mais representativos do que no verão e na primavera, associado ao fato de que a descarga fluvial é reforçada com a intensificação das chuvas, carreando água de menor salinidade e maior carga de nutrientes para o mar.

Além disso, a região é fortemente influenciada por regime de ventos predominantes do quadrante NE-SW (Garcia, 1998). No inverno, período de maior descarga e predominância de ventos SW, as águas de baixa salinidade, provenientes do Rio da Prata, Lagoa dos Patos e complexo lagunar Imaruí são direcionadas para o norte. Nesse cenário, pode-se observar uma redução na salinidade de ambas as regiões. Sendo a menor salinidade encontrada de 27 para o Albardão e 32 para Santa Marta (Figura 5 a,b).

Durante o verão (Figura 5 c,d), período de menor descarga e predominância de ventos NE, ainda pôde-se verificar redução da salinidade na região do Albardão (salinidade mínima: 32,6). Por outro lado, a região de Santa Marta apresentou pouca influência da água continental neste período, dada a salinidade mantida acima de 35 ao longo de quase todo perfil horizontal. Apenas na estação mais próxima da

desembocadura do complexo lagunar Imaruí a salinidade apresentou-se levemente reduzida (34,5).

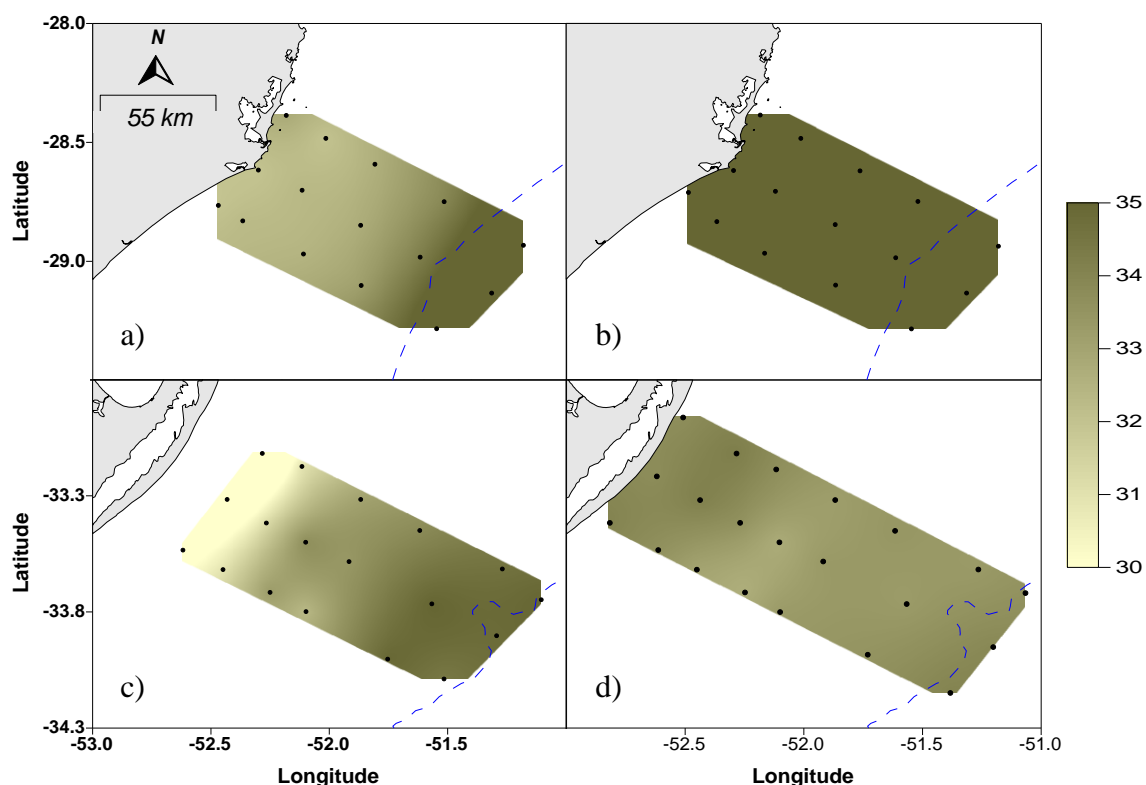


Figura 5. Distribuição da salinidade ao longo dos transectos em direção *offshore* de Santa Marta, para (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão, sendo o tracejado a quebra da plataforma.

Alguns trabalhos demonstram que em condições favoráveis (alta precipitação e predominância de ventos SW), a contribuição do Rio da Prata pode alcançar latitudes máximas de 28°S, ao norte do Cabo de Santa Marta (Piola, 2002; Piola *et al.*, 2005; Möller *et al.*, 2008). Porém, os trabalhos citados utilizaram salinidade e temperatura como traçadores desse transporte, e assim não foi estabelecida a contribuição que da Lagoa dos Patos e do complexo Imaruí nesse contexto. Para que essas descargas possam ser identificadas, devem ser desenvolvidos trabalhos de mapeamento das plumas dessas fontes, usando, por exemplo, a razão entre elementos maiores, ou para maior sensibilidade sugere-se o uso de ETIs (elementos traçadores e isótopos), que não é objetivo desse trabalho.

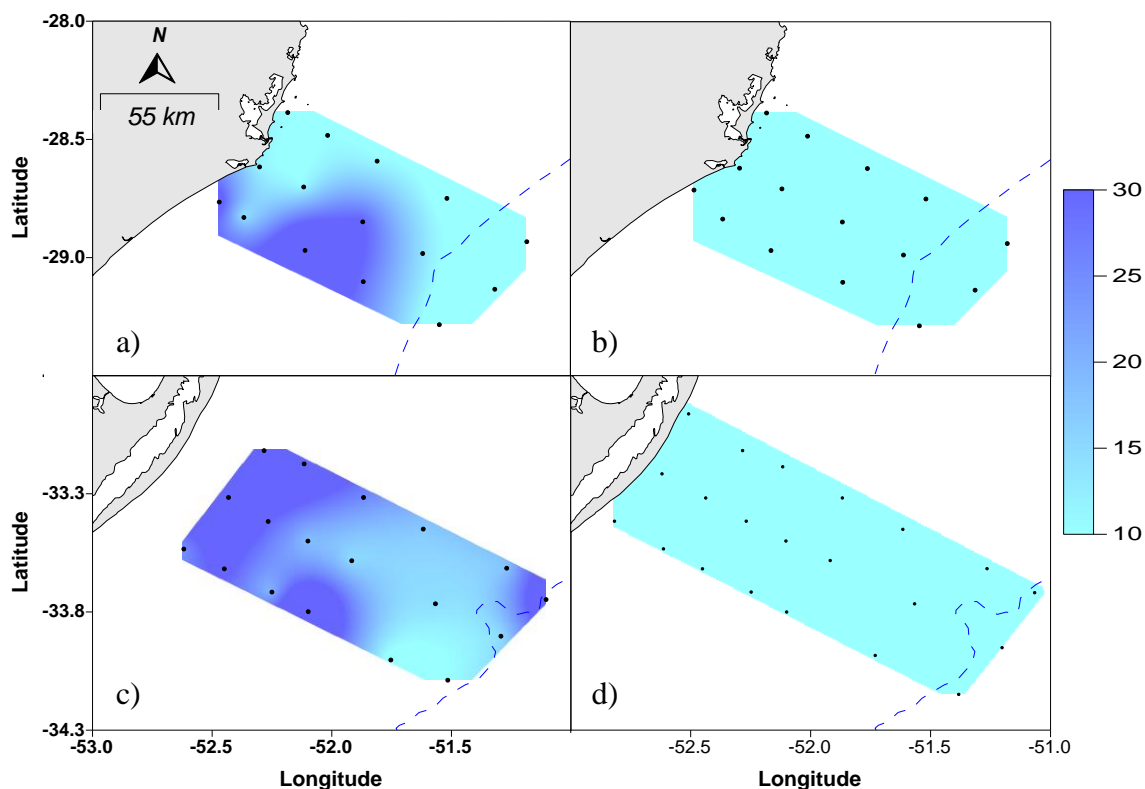


Figura 6. Distribuição do silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção *offshore* de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão, sendo o tracejado a quebra da plataforma.

Ao examinar o perfil de silicato para as regiões em estudo (Figura 6), verifica-se que ele demonstra variações relevantes junto às variações de salinidade (Figura 5). No entanto, para os nitrogenados e para o fosfato, esse comportamento é um pouco diferenciado (Figuras 7 e 8). Em ambientes sob baixa influência antrópica, ambos os elementos estão geralmente em concentrações menores, podendo ser limitantes em algumas ocasiões. Pode-se verificar que essa pluma de baixa salinidade, associada ao período de inverno, não está em plena associação com as concentrações dos elementos referidos. Especialmente em relação à Santa Marta, no inverno (Figuras 7a e 8a), quando as concentrações de nitrogênio inorgânico total e fosfato apresentam-se bastante homogêneas. Exceção feita a um ponto, que será discutido no *item* 3.2.2.

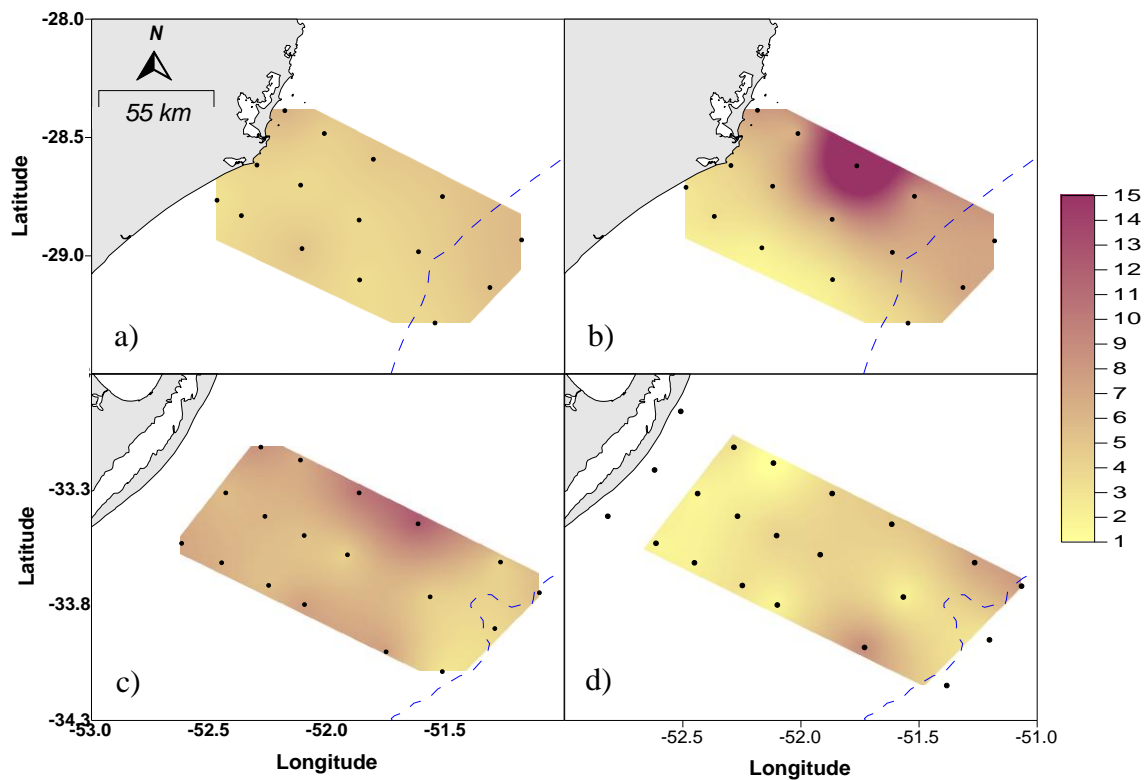


Figura 7. Distribuição de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção *offshore* de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e, Albardão (c) inverno e (d) verão.

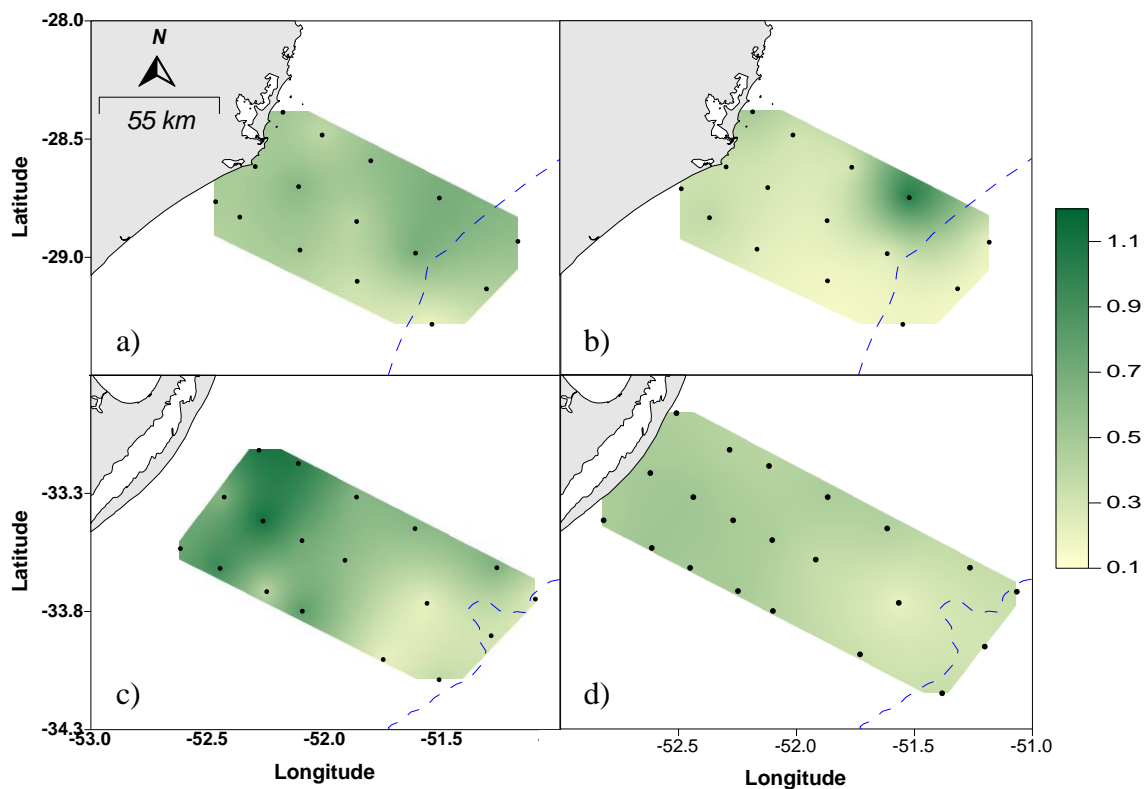


Figura 8. Distribuição do fosfato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) ao longo dos transectos em direção *offshore* de: Santa Marta (a) inverno e (b) verão e; Albardão (c) inverno e (d) verão.

Essa avaliação compartimentada da região dificulta a análise do comportamento desses parâmetros. Então, para facilitar a compreensão, foram resgatados dados pretéritos, do Programa CONVERSUT, os quais permitiram a avaliação da variação da salinidade, silicato, fósforo total e nitrato ao longo da costa, desde o Rio da Prata até Santa Marta para os períodos de inverno e verão. Foram selecionadas três estações mais próximas de cada localidade e as médias de cada variável foram apresentadas na Figura 9.

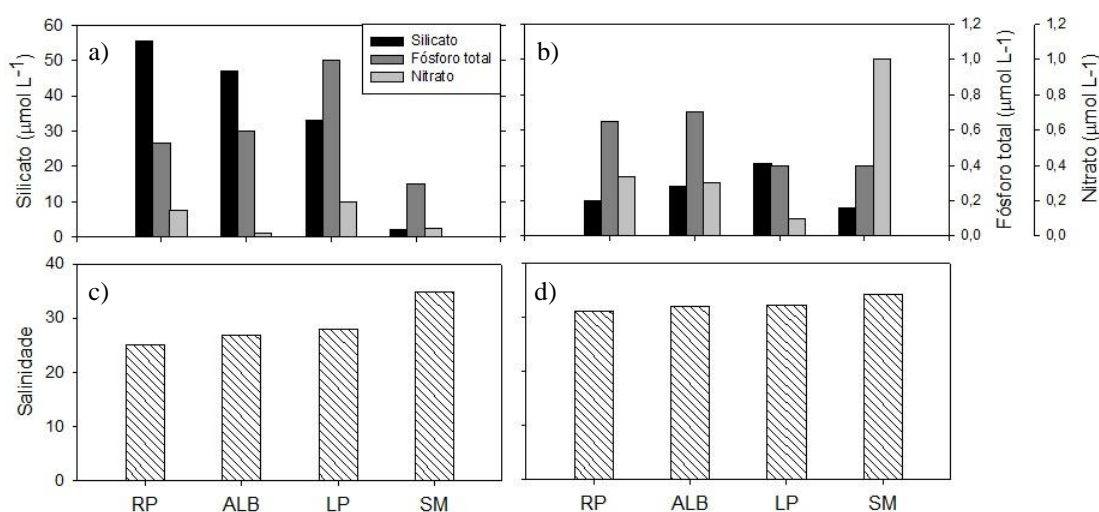


Figura 9. Comportamento nos nutrientes (a) inverno; (b) verão e comportamento da salinidade (c) inverno; (d) verão em frente do RP: Rio da Prata; ALB: região do Albardão; LP: desembocadura da Lagoa dos Patos e SM: região de Santa Marta.

O comportamento do silicato junto à salinidade (Figura 9) permite inferir a conservatividade desse elemento, assim como já demonstrado em diversos trabalhos (Ciotti *et al.*, 1995; Attisano *et al.*, 2008; Braga *et al.*, 2009). Cabe salientar, que aqui, diferentemente de Attisano *et al.* (2008) estão sendo considerados apenas os períodos de inverno e verão. Dessa forma, as evidências de aporte subterrâneo detectados na região do Albardão são mascaradas.

Apesar da biomassa em termos de clorofila- α e as taxas de produção serem historicamente mais elevadas na Plataforma Continental do Sul do Brasil no período do

inverno em comparação ao verão (Aidar-Aragão, 1973; Brandini, 1990; Aidar *et al.*, 1993, Gaeta & Brandini, 2006) e de saber que as diatomáceas dominam sobre os demais grupos fitoplanctônicos, as quais absorvem rapidamente o silicato (Brandini, 1988), pode-se considerar o silicato um elemento conservativo nessa região, uma vez que a remoção biológica desse elemento é pequena diante do seu aporte continental (Braga *et al.*, 2009).

Ao avaliar apenas a Água Costeira, presente a cinco metros de profundidade, ao longo do trajeto Albardão-Santa Marta, no inverno, e aplicando as relações entre silicato e: nitrogênio inorgânico total (Figura 10a); nitrato (Figura 10b) e fosfato (Figura 10c) é possível observar que há maior consumo desses nutrientes em relação ao elemento normalizador em direção a Santa Marta. No entanto, quando vista a relação com o amônio, tem-se a evidência de regeneração desse nutriente, visto que a relação é crescente neste sentido (Figura 10d).

Essas relações, de forma generalizada, conduzem a idéia que mesmo que a massa de água de baixa salinidade atinja a região de Santa Marta, essa não é capaz de fornecer incremento de nutrientes para essa região, uma vez que fica evidente o consumo desses elementos ao longo do trajeto Albardão-Santa Marta.

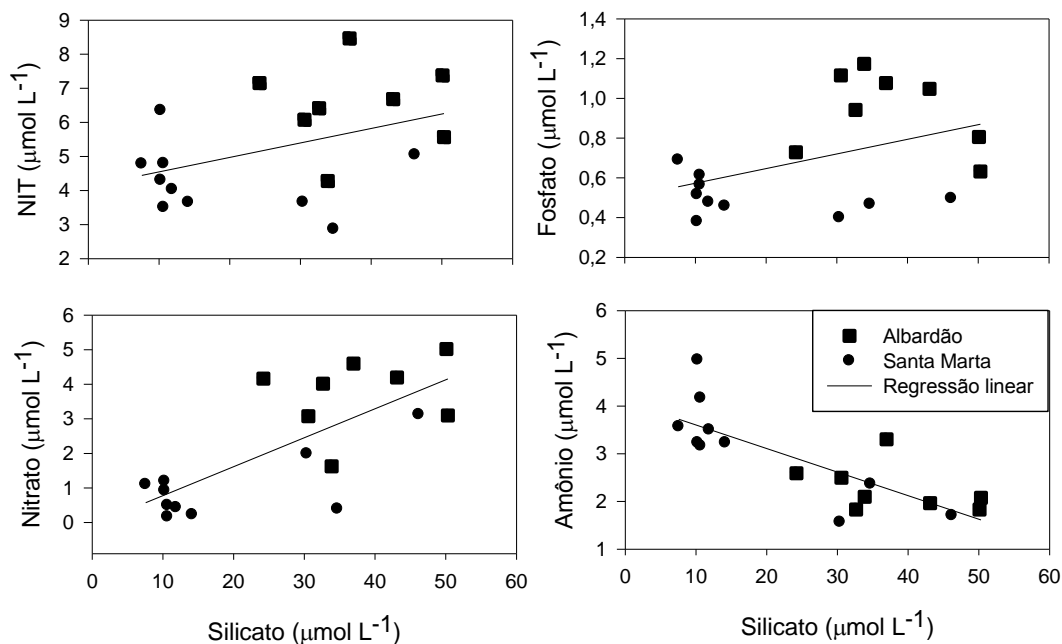


Figura 10. Relações entre silicato e (a) nitrogênio inorgânico total; (b) fosfato; (c) nitrato e (d) amônio para as regiões de Santa Marta e Albardão, no inverno.

3.2. Aportes oriundos de massas de água oceânica na PCSB e costa adjacente

Além da influência de aportes continentais superficiais, a área de estudo sofre influência da Convergência Subtropical (CST), uma vez que sua porção norte influencia diretamente em torno de 700 km da costa do Atlântico Sudoeste, compreendendo cerca de 100.000 km² da região sul-brasileira. Esta influência atinge regiões costeiras, plataforma continental e talude, entre o Cabo de Santa Marta Grande, Brasil (28°40'S) e o Uruguai (34°40'S) (Seeliger & Odebrecht, 1998).

Visto que a região de convergência e, por consequência, de formação da ACAS se situa ao sul da região de estudo e que essas massas de água atuam de maneira diferente na região de Santa Marta e Albardão, a análise do conteúdo de nutrientes dessas massas será realizada no sentido sul-norte, ou seja, Albardão-Santa Marta.

3.2.1. Aportes de nutrientes, via massas de água, na região do Albardão

A ASAP é originada pela diluição de Água Subantártica (ASA), principalmente no sudeste do Oceano Pacífico, devido ao excesso de precipitação e do degelo que entra na plataforma continental próximo a 55°S. Ao atingir a Plataforma Continental do Sul do Brasil, é ainda mais diluída pelas descargas continentais do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. O ingresso da massa de água resultante na Plataforma Continental do Sul do Brasil ocorre principalmente através do paleocanal do Albardão ou “poço de lama” e segue no sentido norte (Piola *et al.*, 2000; Capítoli & Bemvenuti, 2006).

A ocorrência da ASAP na região do Albardão pôde ser observada tanto no inverno quanto no verão (Figura 11). Nos transectos avaliados no presente trabalho, foi observado que a ASAP, no inverno, compreende uma faixa de 5 a 20 metros de profundidade e, no verão, localiza-se entre as profundidades 15 e 65 m. Assim como Möller e colaboradores (2008), foi verificado que a ASAP, no inverno, diferente de seu comportamento típico, não atingiu o fundo da região.

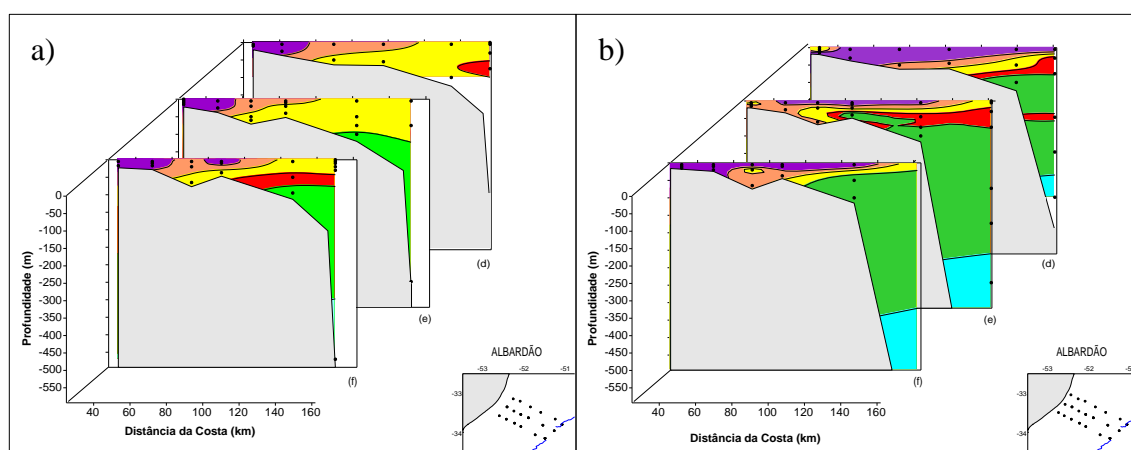


Figura 11. Distribuição vertical das massas de água na região do Albardão no (a) inverno e (b) verão, sendo: **■** Água Costeira (AC); **■** Água Subantártica de Plataforma (ASAP); **■** Água Subtropical de Plataforma (ASTP); **■** Água Tropical (AT); **■** Água Central do Atlântico Sul (ACAS) e **■** Água intermediária Antártica (AIA).

Verificou-se, durante o inverno, a ASAP aporta, em média, cinco vezes mais silicato do que no verão (ver Figura 20). Essa diferença do silicato, no inverno e no verão, pode ser visualizada na Figura 12. No inverno, as concentrações de silicato estiveram entre 13 e 25 $\mu\text{mol L}^{-1}$ e, no verão, entre 0,9 e 12 $\mu\text{mol L}^{-1}$.

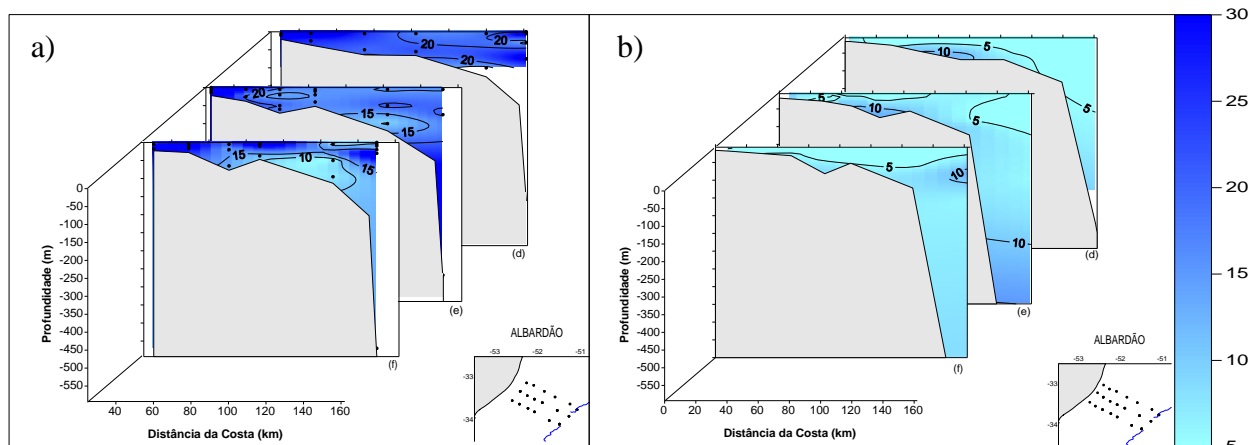


Figura 12. Distribuição vertical de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.

As concentrações de nitrogênio relacionadas à composição da ASAP se mostraram relativamente constantes entre os períodos de inverno ($6,7 \mu\text{mol L}^{-1}$) e verão ($7,3 \mu\text{mol L}^{-1}$). No entanto, no inverno, a ASAP apresentou-se mais eficiente no transporte de nitrogênio para a região do Albardão do que a ACAS, massa de água considerada a mais rica em nutrientes do Oceano Atlântico Sul (ver Figura 20b).

Sendo assim, pode-se considerar que a intrusão da ASAP na Plataforma Continental do Sul do Brasil, somada aos aportes continentais, sejam eles superficiais ou subterrâneos, pode fornecer elevadas concentrações de nutrientes para a região, favorecendo o aumento da potencial produção primária na área, especialmente no inverno.

Por outro lado, no verão, a ACAS apresentou duas vezes mais nitrogênio em sua composição, quando comparada à ASAP (ver Figura 20b). Porém, as elevadas concentrações de nitrogenados carregados pela ACAS, para a região do Albardão, se

mantêm, em sua maioria, na zona afótica – abaixo dos 75 metros de profundidade – da plataforma externa (Figuras 11 e 13), não se encontrando disponíveis para o incremento da produção primária.

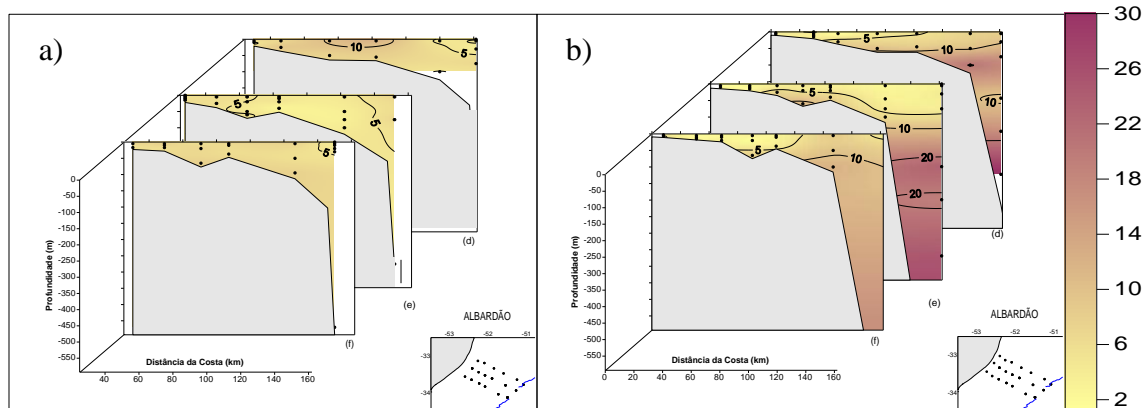


Figura 13. Distribuição vertical de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.

Ao longo de todo o perfil vertical, as contrações de fosfato mostraram-se bastante similares entre os períodos de inverno e verão para a região do Albardão (Figura 14), variando de 0,15 a 1,64 $\mu\text{mol L}^{-1}$ no inverno e de 0,1 a 1,5 $\mu\text{mol L}^{-1}$ no verão. Dentre as massas de água que estiveram presente na zona eufótica (AC, AT, ASAP), a ASAP foi a massa de água que apresentou maiores concentrações de fosfato (exceto pela AC no período de inverno, Figura 20), o que também observado por Aseff (2009) em sua compilação de dados ao longo da Plataforma Continental do Atlântico Sudoeste.

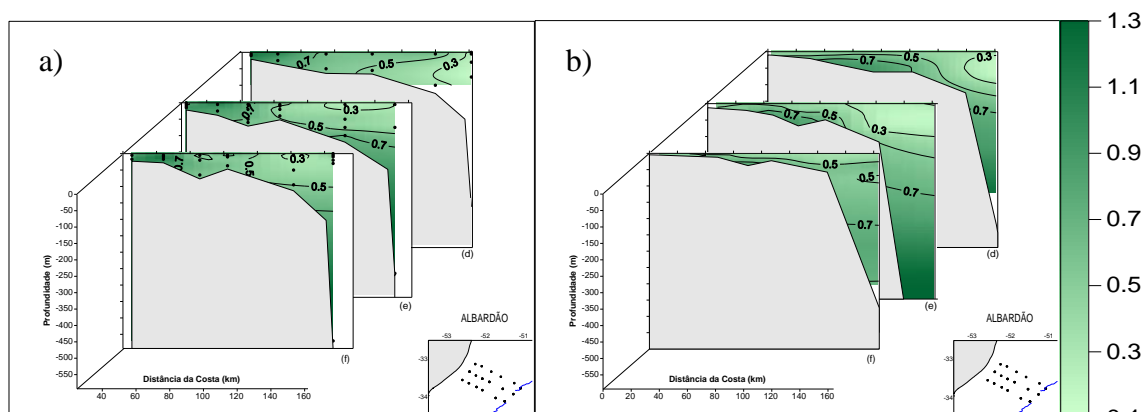


Figura 14. Distribuição vertical de fosfato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) no Albardão para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.

A associação entre a ASAP e a AC é de grande importância para o enriquecimento de nutrientes na região, especialmente durante o inverno, onde as concentrações de clorofila-a foram aproximadamente o dobro do que as observadas para o verão (Garcia, 2007). Contudo, no verão, as massas de água mencionadas não se apresentam tão enriquecidas em nitrogênio inorgânico total quanto a massa de água formada na confluência entre a ASAP e a AT. Apesar da massa de água formada (ACAS) ter se apresentado uma importante fonte de nitrogênio inorgânico total para a região do Albardão, especialmente no verão (três vezes superior ao inverno), ela manteve-se restrita à zona afótica da plataforma externa.

3.2.2. Aportes de nutrientes, via massas de água, na região de Santa Marta.

No verão, a ASAP apresenta-se menos marcada, cedendo lugar à AT transportada pela Corrente do Brasil (Figuras 11 e 15). A região de Santa Marta, por estar localizada no extremo sul da Plataforma Sudeste, apresenta sua dinâmica e a estrutura das massas de água fortemente influenciadas pelo frequente meadramento da Corrente do Brasil (Miranda & Castro Filho, 1979; Campos, 1995). Os ventos de predominância NE (geralmente na primavera e no verão), junto à declividade da plataforma na região de Santa Marta, promovem o deslocamento das águas superficiais costeiras em direção à plataforma, o que favorece o desencadeamento de outro importante processo carreador de nutrientes: a ressurgência costeira (Emilsson, 1961; Castello & Möller, 1977; Matsuura, 1986).

Os perfis verticais, obtidos na região de Santa Marta, apresentaram-se bastante estratificados no inverno (Figura 15a), com águas mais quentes e salinas na subsuperfície (AT) e águas frias e ricas em nutrientes no fundo (ACAS). No verão, pode-se observar claramente a ascensão da ACAS, ou seja, a ressurgência costeira na região (Figura 15b).

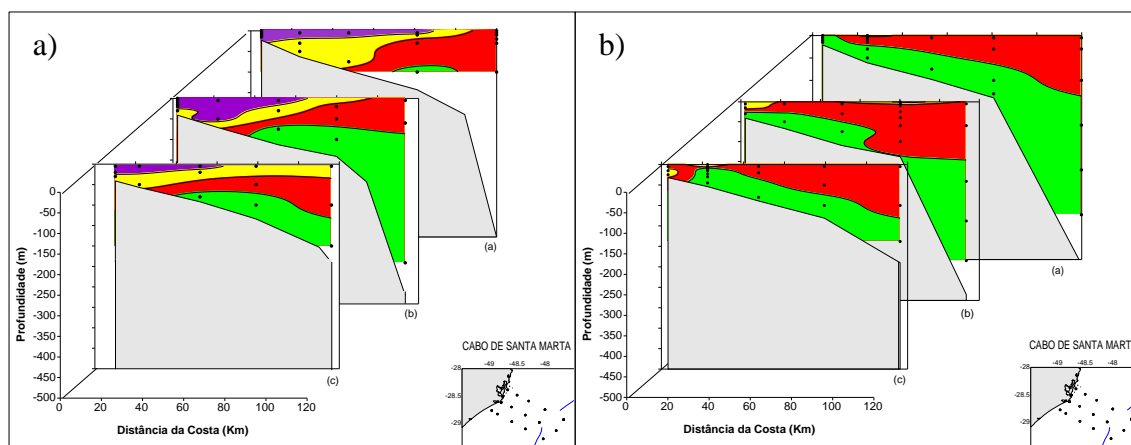


Figura 15. Distribuição vertical das massas de água na região de Santa Marta no (a) inverno e (b) verão, sendo: **■** Água Costeira (AC); **■** Água Subtropical de Plataforma (ASTP); **■** Água Tropical (AT) e **■** Água Central do Atlântico Sul (ACAS).

Além disso, durante as amostragens de verão, foi encontrada alta densidade de organismos zooplancônicos – salpas (Figura 16) em Santa Marta. As salpas já foram identificadas em outros locais de ressurgência, e Katsuragawa *et al.* (1993) afirmam que esses organismos oportunistas são capazes de se desenvolver rapidamente, utilizando-se do fitoplâncton produzido pela eutrofização sazonal, devido à ascensão da ACAS.



Figura 16. Salpas encontradas na região de ressurgência de Santa Marta, verão 2007.

Embora os teores de silicato tenham sido reduzidos no verão, em relação ao inverno (Figura 17), houve um evidente aumento nas concentrações de nitrogênio inorgânico total (Figura 18).

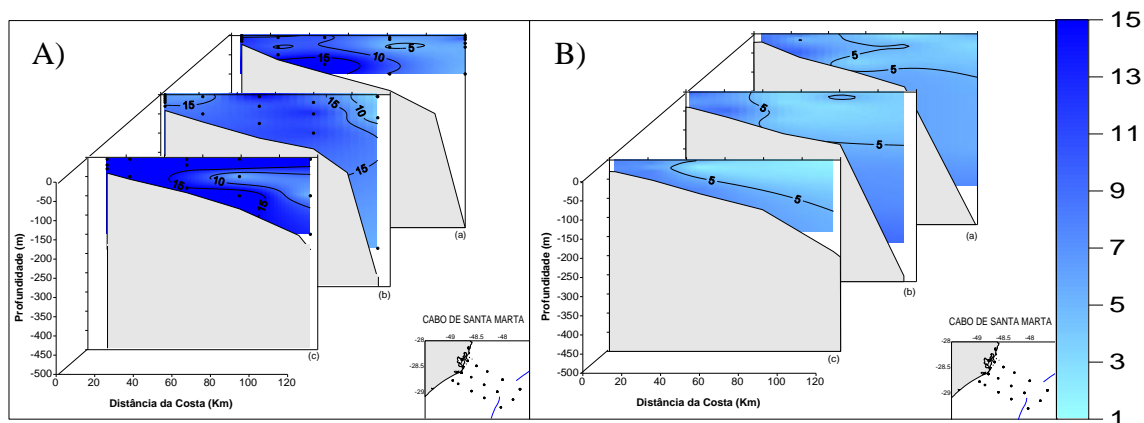


Figura 17. Distribuição vertical de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (A) inverno e (B) verão.

Em geral, o nitrogênio é o nutriente limitante da produção primária fitoplanctônica nos oceanos, podendo ser suprido sob a forma orgânica ou inorgânica

em três níveis de oxi-redução (NH_4^+ , NO_2^- e NO_3^-), a partir de várias fontes. Portanto, a produção primária pode ser caracterizada conforme a fonte e o estado de oxidação dos substratos de nitrogênio utilizados. Basicamente existem dois mecanismos de produção primária, considerando a fonte de nitrogênio: (1) produção regenerada, quando o nitrogênio é suprido pela regeneração microbiana no interior da camada eufótica e (2) produção nova, quando o nitrogênio é oriundo de fontes externas e introduzido na zona eufótica por meio de transporte físico (Gaeta & Brandini, 2006). Alguns autores consideram que a produção nova está altamente relacionada aos aportes de nitrogênio sob a forma de nitrato, provenientes do exterior da zona eufótica (Mann & Lazier, 1991) e decorrentes da ascensão das massas de água e drenagem continental, devido à ressuspensão de material de fundo (Dugdale, 1967).

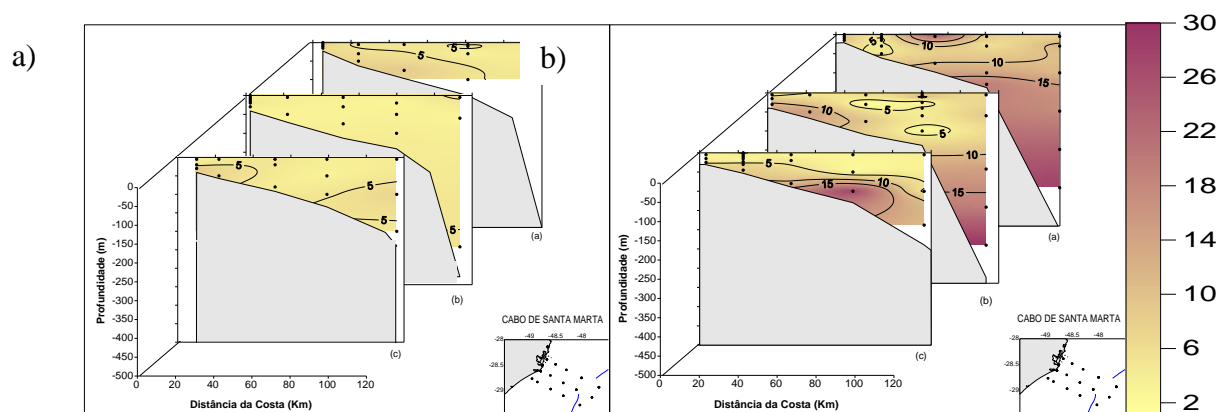


Figura 18. Distribuição vertical de nitrogênio inorgânico total ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (a) inverno e (b) verão.

A fim de avaliar a potencial produção nova, foram analisados os perfis verticais de nitrato. Diversamente ao que foi encontrado por Braga & Niencheski (2006), as concentrações de nitrato apresentaram-se elevadas, até mesmo na superfície, quando carregadas pela ACAS. O perfil de nitrato é o que melhor elucidada o processo de ressurgência, pois demonstra a ascensão das concentrações de nitrato desde 400 metros de profundidade até a superfície (Figura 19b). Segundo Souza (2006), é lícito afirmar que a amostragem foi realizada com a ACAS recém-ressurgida, uma vez que foram

encontradas elevadas concentrações de nitrato e concentrações relativamente baixas de amônio e nitrito (ver Figura 20a). As variações no comportamento do nitrato podem estar relacionadas à variação dos ventos, os quais promovem, alternadamente, eventos de ressurgência e subsidência.

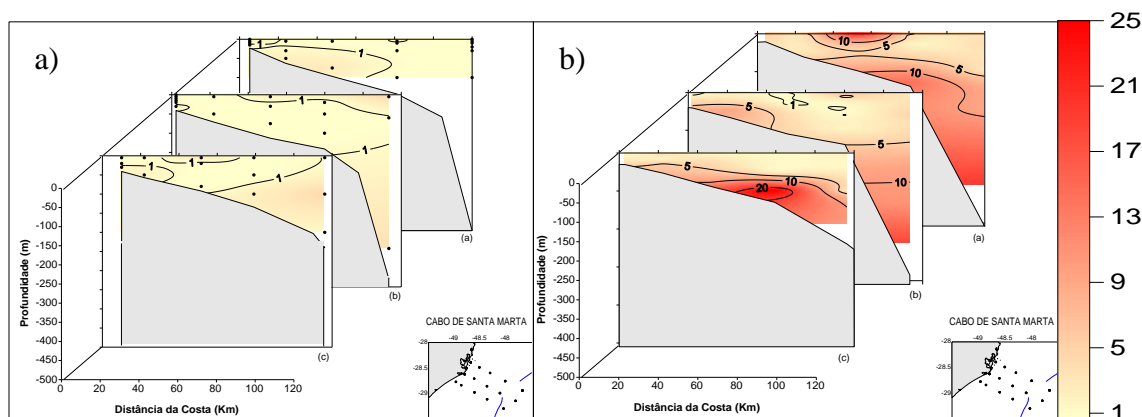


Figura 19. Distribuição vertical de nitrato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) em Santa Marta para os períodos de: (A) inverno e (B) verão.

Considerando a relação entre a média de nitrato e nitrogênio inorgânico total encontrada somente na ACAS, durante as amostragens de verão, em Santa Marta, acima dos 50 metros de profundidade (Tabela 2), conclui-se que, neste período, durante a ressurgência, a ACAS, pode, potencialmente contribuir com 60% da potencial produção nova na zona eufótica.

Tabela 2. Contribuição da ACAS até 50 metros de profundidade, no verão, para a região de Santa Marta em termo de nutrientes, expressa em μmol^{-1} .

	Si	PID	NH_4^+	NO_2^-	NO_3^-	NIT
Mín	5,58	0,28	0,46	0,15	1,35	2,15
Máx	9,58	0,61	5,79	1,22	9,51	13,08
Média	7,74	0,46	2,28	0,55	4,28	7,11
Mediana	7,83	0,49	1,77	0,32	4,48	7,59
Desvio	1,39	0,11	1,69	0,44	2,30	3,58

Sendo: NIT (Nitrogênio Inorgânico Total) = a soma de NH_4^+ , NO_2^- e NO_3^- e PID (Fósforo inorgânico total).

Levando em conta toda a coluna d'água amostrada, a concentração máxima de nitrato associada à ACAS foi de $26 \mu\text{mol L}^{-1}$ (100m de profundidade). Na superfície (5 metros de profundidade), foi encontrado $20 \mu\text{mol L}^{-1}$; embora esse valor tenha sido

associado à AT, deve-se considerar que o presente trabalho desconsidera a mistura entre as massas de água. Sendo assim, a ascensão da ACAS pode ter sido subestimada. De qualquer forma, as concentrações de nitrato encontradas em Santa Marta apresentaram-se mais elevadas do que as encontradas em eventos de ressurgência na região de Cabo Frio. A respeito disso, Valentin (1994) relata que as águas profundas que ascendem à superfície em Cabo Frio apresentam teores de nitrato superiores a $10 \mu\text{mol L}^{-1}$ e Gonzalez-Rodriguez (1992) registrou concentração máxima de nitrato nessas mesmas águas de $18 \mu\text{mol L}^{-1}$. No entanto, o valor máximo de nitrato registrado em superfície foi de $9,1 \mu\text{mol L}^{-1}$ (Valentin *et al.*, 1986; Souza, 2006), o que corresponde a apenas 45% do encontrado em superfície da região de Santa Marta.

Visto que a ACAS translada-se (S-N) em profundidades superiores à zona eufótica (exceto nos pontos de ressurgência), o consumo de nitrato não poderia ser responsável por diminuir as concentrações em Cabo Frio; presume-se, com isso, que outros processos possam estar envolvidos no aumento das concentrações de nitrato em Santa Marta, como é o caso da fricção de fundo relatada em Odebrecht & Djurfeldt (1996) e do aporte subterrâneo.

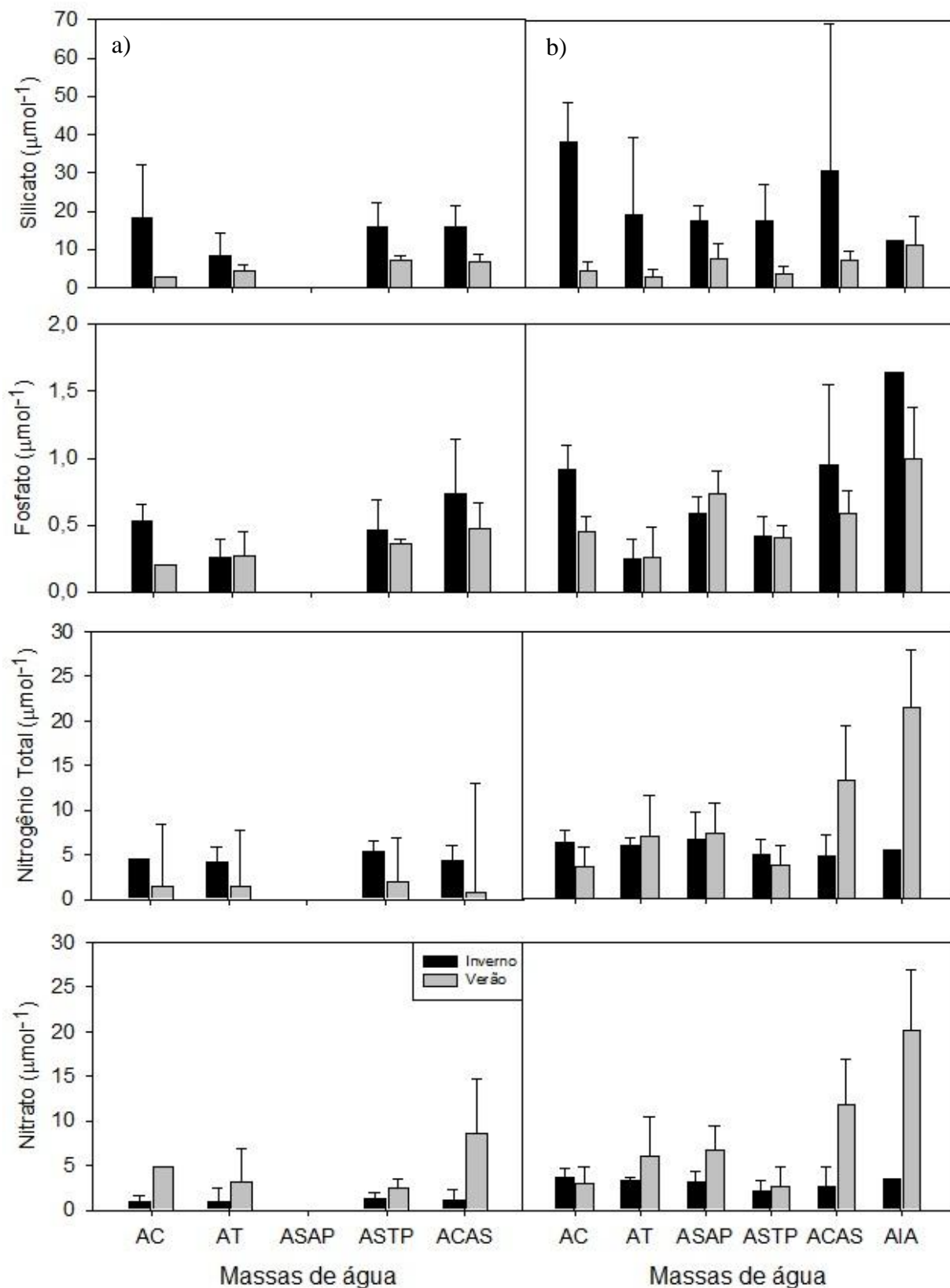


Figura 20. Concentrações médias de nutrientes, expressas em $\mu\text{mol L}^{-1}$, para cada massa de água, nos períodos de inverno e verão, para (a) Santa Marta e (b) Albardão.

3.3. Evidências de aportes subterrâneos na costa adjacente à Plataforma Continental do Sul do Brasil

Além dos aportes de nutrientes relacionados às águas superficiais continentais e às massas de água oceânicas na PCSB e costa adjacente, foi levantada a hipótese de que, na região do Albardão, o transporte de água subterrânea pudesse constituir uma importante fonte suplementar de nutrientes para a região costeira, potencializando a produtividade primária local (Attisano *et al.*, 2008). A hipótese foi comprovada nos capítulos seguintes deste trabalho, mediante a utilização de traçadores geoquímicos naturais, os quais permitiram a quantificação da descarga de água subterrânea e a avaliação do potencial produtivo por ela suportado.

Da mesma forma que a região do sul do Brasil apresenta uma quantidade relevante de lagoas costeiras (Patos, Mirim e Mangueira), a região de Santa Marta possui um importante complexo lagunar, formado pelas lagoas de Imaruí, Mirim e Santo Antônio (Assunção, 2005).

Apesar de a área do complexo lagunar do sul de Santa Catarina (184 km²) ser bastante inferior à área do sistema Patos-Mirim-Mangueira, o primeiro sistema equivale a 54% da área total de lagoas do estado catarinense. As lagoas citadas estão interligadas por canais e conectadas ao Oceano Atlântico através do canal da Barra de Laguna (Assunção, 2005); e ainda recebem a contribuição dos principais cursos fluviais da região: os rios Tubarão e d'Una (Berreta & Basso, 2009). Além dos tributários, como toda a lagoa costeira permanente, a manutenção desse complexo lagunar se dá pelo afloramento do lençol freático ou pelos aquíferos (Esteves *et al.*, 1999).

Zanatta & Coitinho (2002), ao realizarem um estudo sobre a importância do Aquífero Guarani para o estado de Santa Catarina, demonstraram que o sentido principal de fluxo das águas subterrâneas, no sul do estado, se dá em direção ao oceano.

Além disso, Paiva (2011) demonstra que regiões caracterizadas geologicamente pela formação de promontórios, como é o caso da região de Santa Marta (Caruso, 1993; Villwock & Tomazelli, 1995; Souza, 2007), são mais propícias à descarga de água subterrânea em direção ao mar. A diferença de altitude entre o aquífero situado nos promontórios e o mar, favorece a formação de um gradiente hidráulico, direcionando os fluxos de água para o oceano.

Logo, a geologia da região de Santa Marta, somada aos estudos realizados na região costeira (Windom *et al.*, 2006 ; Niencheski *et al.*, 2007; Attisano *et al.*, 2008; Milani, 2009, Andrade, 2010; Paiva, 2011), configuram fortes indícios de potencial aporte de água subterrânea para a região, reforçando a hipótese de que o litoral sul catarinense pode ser enriquecido em nutrientes em função das descargas de água subterrânea em direção ao Oceano Atlântico.

3.4. Evidências de aportes subterrâneos na Plataforma Continental do Sul do Brasil

A advecção de água subterrânea, apesar de ser um fenômeno frequente em regiões costeiras, não se restringe apenas a essa zona, podendo ocorrer em outras escalas. Bratton (2010) sugere que aquíferos confinados podem se estender através de distâncias consideráveis da costa, por baixo da plataforma. Em alguns casos, aquíferos mais profundos podem apresentar fraturas ou outras rupturas nas camadas superiores confinadas, como, por exemplo, as rupturas provocadas pelas depressões existentes ao longo da plataforma, permitindo a troca de fluidos entre a água subterrânea e o mar (Figura 21).

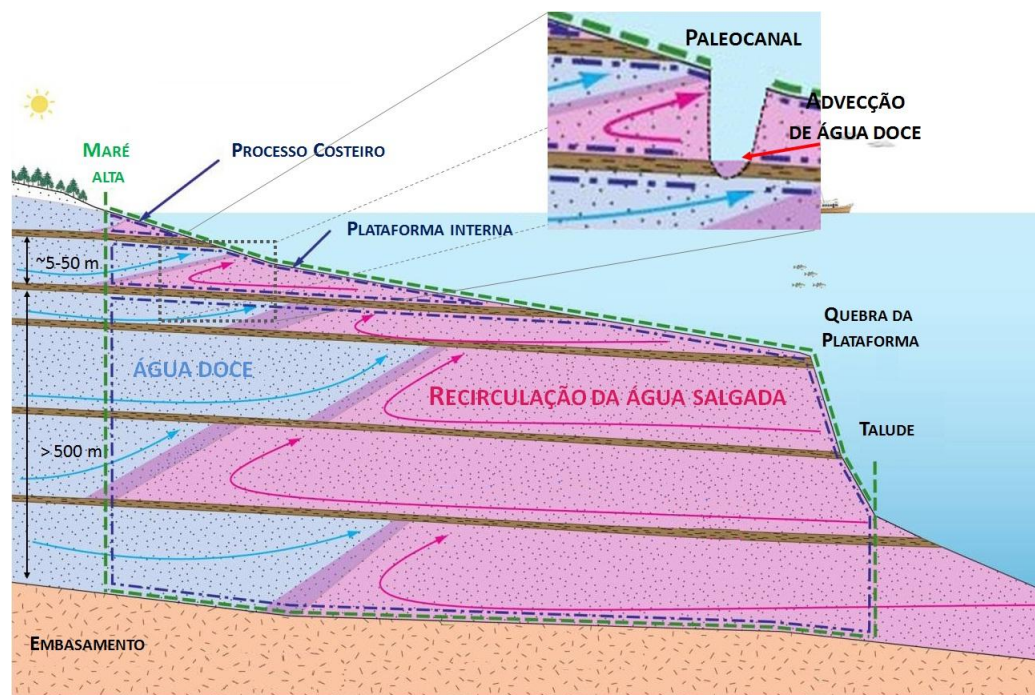


Figura 21. Diagrama da advecção da água subterrânea na plataforma continental, mostrando a variação da posição da zona de mistura (Fonte: Bratton, 2010 com modificações).

Sendo assim, aquíferos confinados podem aflorar além das regiões costeiras, na plataforma interna e externa. O longo caminho percorrido por esses aquíferos, somado aos intensos processos biogeoquímicos promovidos pela interação entre as águas

continentais e as águas marinhas, pode, além de alterar a salinidade, modificar a composição química da água nas regiões de afloramento.

Acredita-se que na Plataforma Continental do Sul do Brasil (PCSB) possam ocorrer diversos focos de aportes subterrâneos, visto que ela compreende uma série de depressões vinculadas a eventos de regressão e transgressão do nível do mar (Abreu & Calliari, 2005; Campos *et al.*, 2009). Corrêa e colaboradores (2011) relatam que, durante o período regressivo Pleistocênico, quando o nível do mar atingiu seu nível mais baixo, -120 m em relação ao nível atual, a plataforma continental foi convertida em uma extensa planície costeira, com a presença de inúmeros sistemas fluviais, cujas drenagens atingiram sua borda, originando uma série de complexos deltáicos. Mais tarde, iniciou-se a elevação do nível do mar, ocasionando a inundação da vasta planície costeira, dos deltas, dos estuários e de outros ambientes transicionais.

Alguns dos sistemas em discussão foram identificados na Plataforma Continental do Sul do Brasil. Abreu & Calliari (2005) apontam a ocorrência de um sistema de paleodrenagem nas proximidades da desembocadura da Lagoa dos Patos, perpendicular à costa (N/NE-SW/SE), relativamente profundo (aproximadamente 8m) e de largura expressiva, alcançando até 3,7 km (Figura 22). Outra depressão, possível paleocanal fluvial, foi encontrada a 87 km ao norte da desembocadura da Lagoa dos Patos (Toldo Jr. *et al.*, 1991). Ainda ao norte da desembocadura, próximo à região de Mostardas, outro sistema composto por pequenos canais foi observado (Abreu & Calliari 2005). Ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos, na região do Banhado do Taim, mais um sistema foi verificado (Ayup-Zouain *et al.*, 2003).

Mulligan e colaboradores (2007) modelaram a advecção de águas subterrâneas em canais fluviais na Carolina do Norte (EUA) e verificaram que eles, mesmo quando reduzidos, podem efetivamente promover a conexão hidráulica entre os aquíferos e o

mar, facilitando a intrusão de água salgada no sentido continente e a descarga de água doce em direção *offshore*.

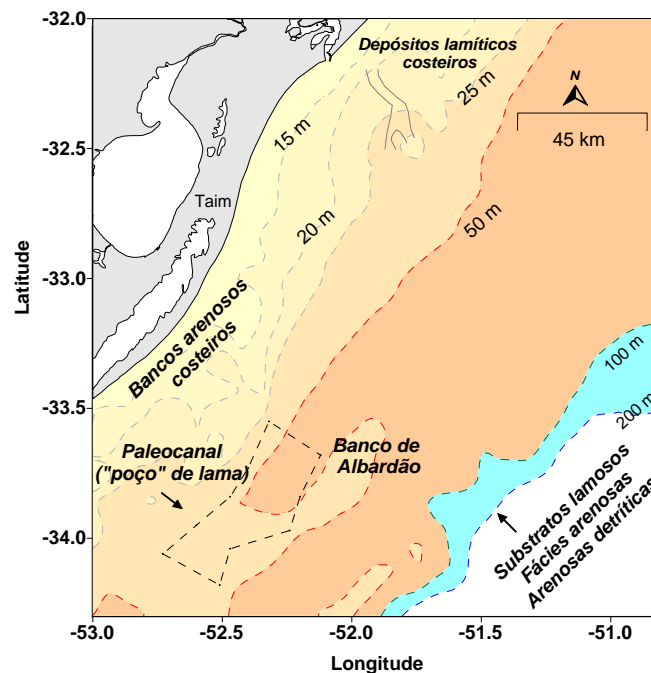


Figura 22. Plataforma Continental do Sul do Brasil desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até o sul da Lagoa Mangureira, sendo: — Sistema de paleodrenagem (Abreu & Calliari); - - Paleocanal do Albardão (Campos *et al.*, 2009); ■ Plataforma interna; ■ Plataforma intermediária e ■ Plataforma externa.

Dessa forma, o Paleocanal do Albardão - a princípio a maior depressão da PCSSB -, localizado entre as isóbatas de 40 e 60 m (entre 50 e 90 km da costa), pode ter um importante papel na advecção de água subterrânea para a plataforma. Esse Paleocanal, orientado paralelamente à linha de costa, foi identificado por Campos e colaboradores (2009) a partir de perfis batimétricos, indicadores de um aumento gradativo da profundidade local de até 30 m em relação à profundidade dos trechos adjacentes (Figura 23). Os autores sugerem que o paleocanal possa estender-se até a altura do Farol Sarita (32°40'S). Todavia, tal hipótese não pôde ser comprovada e, com isso, sua extensão foi concretamente definida desde as proximidades de Punta del Este (34°58'S) até aproximadamente a latitude do Farol do Albardão (33°12'S), cerca de 23,5 km.

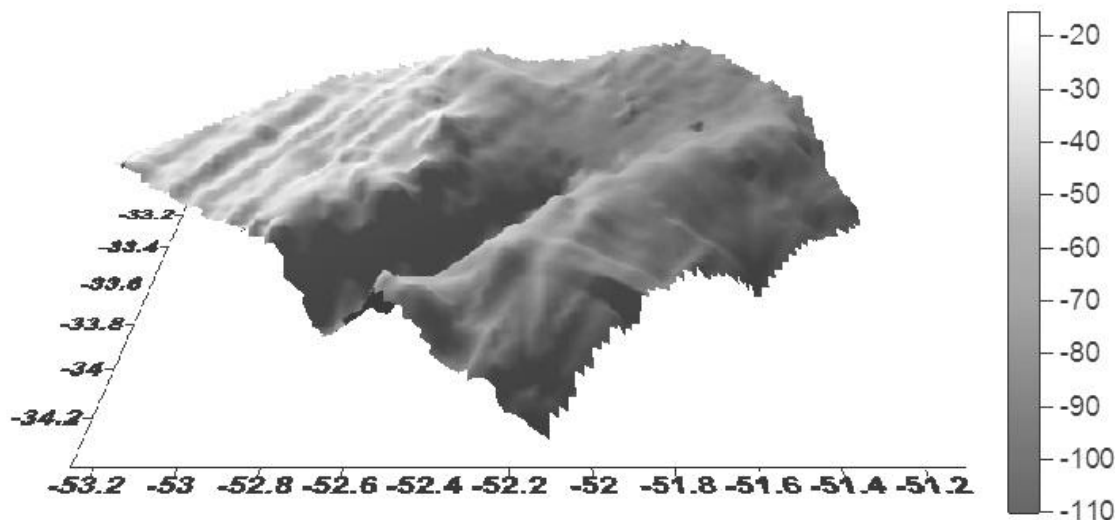


Figura 23. Aproximação da representação do Paleocanal do Albardão elaborada por Campos *et al.*(2009).

Attisano *et al.* (2008) sugeriram que a intrusão da ASAP pelo paleocanal, além de aumentar as concentrações de nutrientes, pode provocar um alívio de pressão hidrostática, propiciando a advecção de água subterrânea continental, ainda mais rica em nutrientes (Figura 24). Esse fato, somado ao modelo apresentado por Bratton (2010) e Mulligan *et al.*, (2007) e à ocorrência do aumento das atividades de radioisótopos nas proximidades da referida depressão (dados apresentados no Capítulo III, do presente trabalho) demonstram que a presença do paleocanal pode realmente ser importante para o fornecimento de águas subterrâneas ricas em nutrientes.

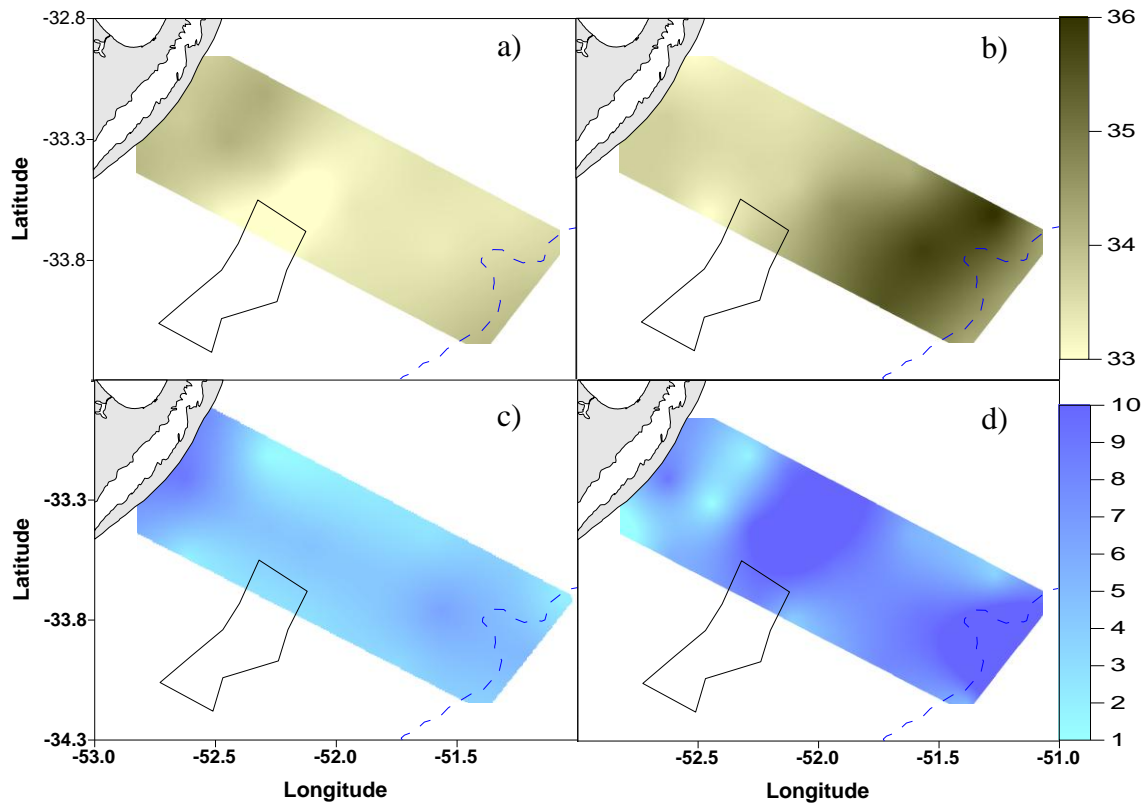


Figura 24. Perfil horizontal de fundo, na região do Albardão, de salinidade, nos períodos de (a) inverno e (b) verão, e distribuição das concentrações de silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$), no (c) inverno: e (d) verão, sendo – o contorno do Paleocanal do Albardão.

Apesar da quantificação das descargas subterrâneas na região de plataforma ser um trabalho de difícil precisão, uma vez que tais processos são pontuais e estão submetidos a intenso processo de diluição (Bratton, 2010), para que se tenha o conhecimento quantitativo da contribuição do paleocanal, em termos de advecção de água subterrânea, se fazem necessários estudos complementares na plataforma continental do Albardão, cujo foco principal seja o uso de traçadores geoquímicos em perfis verticais.

É possível que, do mesmo modo que o fenômeno pôde ser observado na Plataforma Continental do Sul do Brasil, possa igualmente ocorrer em regiões com características similares à considerada. A utilização de dados pretéritos (Programa CONVERSUT, anteriormente mencionado) permitiu avaliar o comportamento da salinidade e do silicato junto ao fundo (maior profundidade coletada em cada estação

oceanográfica), ao longo de toda a PCSSB e pós-talude até próximo à isóbata de 4000 metros (Figura 25).

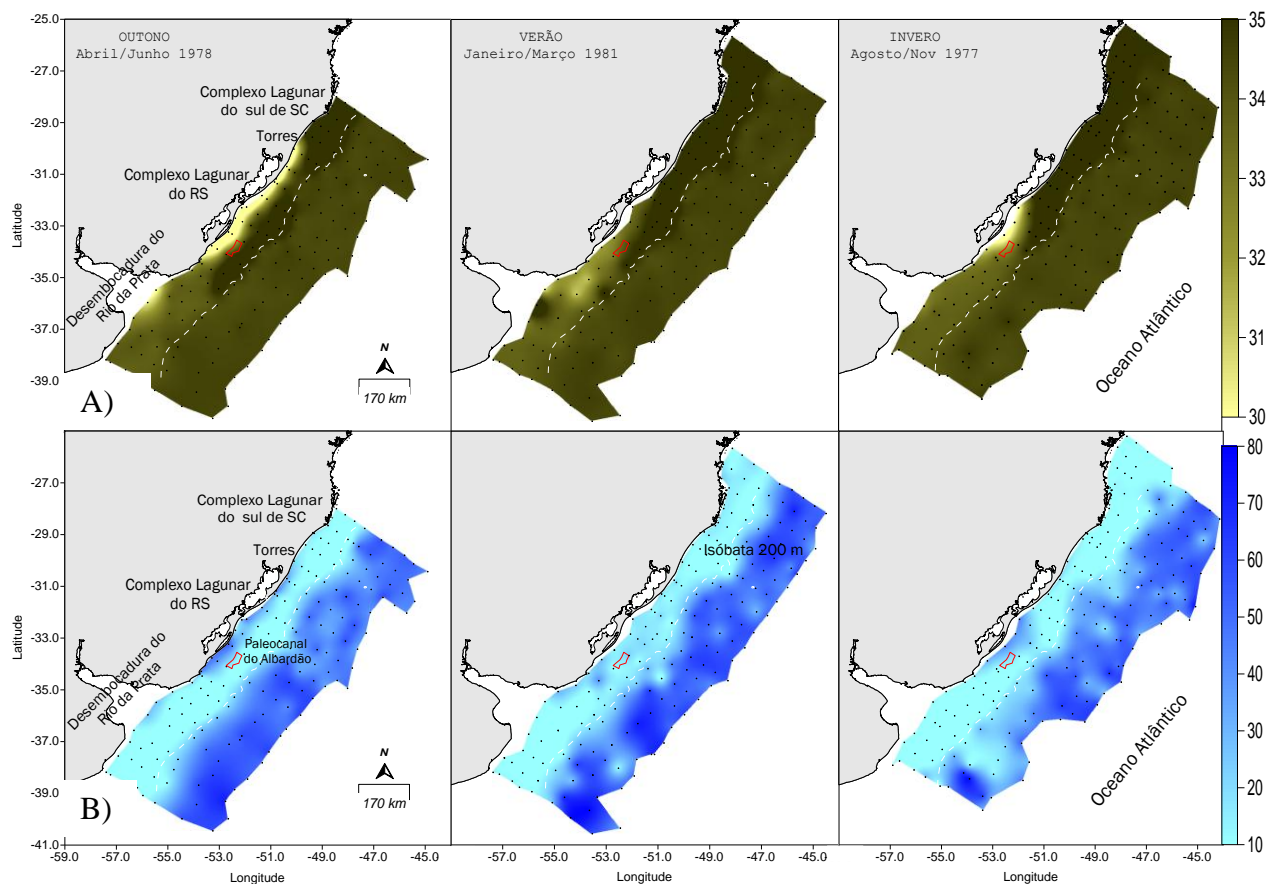


Figura 25. Dados pretéritos (Programa CONVERSUT) de fundo de (A) salinidade e (B) silicato ($\mu\text{mol L}^{-1}$) na Plataforma Continental Sul-Sudeste do Brasil. Sendo o tracejado, referente a isóbata de 200m (quebra de plataforma).

Verifica-se que, próximo à costa, a salinidade apresenta-se reduzida nas adjacências do complexo lagunar Patos-Mirim, e também próximo ao rosário de lagoas na região de Torres, as concentrações de silicato se mantêm elevadas (Figura 25). As mesmas variações observadas no presente estudo foram notadas (especialmente nos períodos de primavera e inverno), na já referida compilação de dados da Plataforma Continental do Atlântico Sudoeste, Aseff, (2009). As variações mencionadas ratificam a hipótese de que locais dotados de corpos hídricos permanentes são mais propícios a fluxos subterrâneos em direção ao mar. A advecção de água subterrânea do complexo lagunar Imaruí não pôde ser observada; porém, na estação mais próxima a ele, a

salinidade manteve-se reduzida em aproximadamente duas unidades em relação às coletas adjacentes, exceto no período do inverno, quando a variação não ultrapassou 0,1.

Depois da quebra de plataforma, em direção ao oceano, as concentrações de silicato aumentaram de forma drástica e houve uma redução da salinidade. O fato é justificado pela circulação oceânica, a qual permite que a região considerada compreenda massas de água como a Água Intermediária Antártica (AIA), a Água Antártica de Fundo (AAF) e a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) - (Rossi-Wontschowki & Madureira, 2006). Acredita-se que grande parte da água de fundo pós-talude, apresentada na Figura 25, seja AAF, visto que a temperatura se mantém entre 2-3°C e a salinidade, próxima a 34,6. Geralmente as águas antárticas possuem elevados teores de silicato em sua composição, já que o solo do continente em questão é rico em minerais. Há relatos de que os valores de nutrientes nessas águas atingem até 5,67 $\mu\text{mol L}^{-1}$ de fosfato, 44,95 $\mu\text{mol L}^{-1}$ de nitrato e 196,70 $\mu\text{mol L}^{-1}$ de silicato (MMA, 2007).

Como era de se esperar, os valores de salinidade em direção *offshore* aumentaram gradativamente. Entretanto, justamente na quebra de plataforma, tais valores apresentaram-se ligeiramente inferiores em relação à salinidade característica da AAF, que é de 34,6. Para todos os períodos avaliados, a região de quebra de plataforma apresentou salinidade entre 34 e 34,2. Tal fato pode estar associado à influência dos extensos estuários subterrâneos, propostos por Bratton (2010), Figura 21, os quais podem auxiliar na manutenção da salinidade mais baixa, exatamente na região do talude.

Embora modelos comprovem a existência do transporte subterrâneo na plataforma, pouco se sabe a respeito da ocorrência e da abundância do fenômeno em regiões mais distantes da costa. Desta forma, ainda são necessários esforços para a

detecção e a quantificação dos respectivos fluxos ao longo da plataforma, possibilitando a avaliação da dimensão e importância desse transporte.

4. CONCLUSÕES

Apesar da importância das descargas superficiais continentais oriundas da Lagoa dos Patos e Rio da Prata, verificou-se que essas não são as únicas responsáveis para o incremento do potencial produtivo na plataforma da região de Santa Marta. A ASAP somada a essas descargas superficiais é de extrema relevância para a produtividade da plataforma da região do Albardão, tanto no inverno quanto no verão. Sem dúvida, o processo mais relevante para a produtividade em Santa Marta é a ressurgência costeira, a qual demonstrou uma eficiência de 60% no potencial aporte de produção nova, durante o verão.

A advecção de água subterrânea no Paleocanal do Albardão foi comprovada, mediante uso de traçadores geoquímicos naturais. Novas evidências sugerem, de forma contundente, que o transporte subterrâneo é uma fonte suplementar de nutrientes para a região costeira de Santa Marta, assim como já detectado para as regiões de restinga da Lagoa dos Patos e da Lagoa Mirim-Mangueira.

Embora tenha sido comprovada a existência do transporte subterrâneo no paleocanal do Albardão, ainda são necessários estudos que avaliem a dimensão e importância desse transporte na produtividade primária. Para tal, estão sendo planejados estudos complementares na plataforma continental do Albardão, cujo foco principal é o uso de traçadores geoquímicos em perfis verticais.

CAPÍTULO II

***OSCILAÇÃO DO APORTE SUBTERRÂNEO NA REGIÃO
COSTEIRA DO SUL DO BRASIL***

RESUMO

A descarga de água subterrânea (SGD), nas duas últimas décadas, tem recebido destaque como importante via de transporte de elementos dissolvidos do continente para os oceanos. Sendo a região costeira do extremo sul do Brasil (RCSB) uma área privilegiada pelo grande número de lagoas, torna-se de extremo interesse para estudos de SGD, visto que as águas desses corpos hídricos são separadas do Oceano Atlântico por uma estreita barreira de sedimentos permeáveis. O presente trabalho comprova, mediante o uso de isótopos naturais de rádio e radônio (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra e ^{222}Rn), a existência de aportes subterrâneos ao longo da RCSB. O comportamento espacial e sazonal de tais elementos, somado aos parâmetros físico-químicos, indicou que as oscilações da taxa de advecção de água subterrânea na RCSB são fortemente influenciadas pela permeabilidade do sedimento, vegetação de cobertura local e maré meteorológica. Apesar dessas variações, séries temporais de radioisótopos demonstraram, para os três locais avaliados, taxas de advecção bastante semelhantes (média: $2,17 \pm 0,2 \text{ cm d}^{-1}$). Na avaliação do transsecto em direção *offshore*, pode-se verificar que a plataforma da região de estudo apresenta processos advectivos, sugerindo que, além da influência costeira da água subterrânea, aquíferos mais profundos podem advectar ao longo da plataforma continental. O gradiente das atividades de isótopos de rádio nesse transsecto (até 50 km) possibilitou a estimativa do coeficiente de difusão ($409 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), o qual, por sua vez, proporcionou a estimativa diária da quantidade de radioisótopos requerida ($3,5 \cdot 10^9 \text{ dpm d}^{-1}$) para que o balanço de rádio permaneça inalterado no sistema. No entanto, estudos complementares para quantificação e avaliação da importância da advecção subterrânea na produtividade primária da RCSB ainda são necessários.

Palavras-chave: costa do extremo sul do Brasil; descarga de água subterrânea (SGD); nutrientes, isótopos naturais de rádio e radônio

ABSTRACT

The importance of Submarine Groundwater Discharge (SGD) in the transport of dissolved elements from the continent to the oceans has been recognized in the last two decades. Since the coastal region in southern Brazil (CRSB) is a privileged area due to its large number of lagoons, it has become a very interesting area for studies of SGD because the waters of these hydric bodies are separated from the Atlantic Ocean by a narrow barrier of permeable sediments. This study provides evidence of SGD along the CRSB by using radionuclides (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra e ^{222}Rn). The spatial and seasonal behavior of such elements, along with physicochemical parameters, showed that oscillations in the advection rates of submarine water on the CRSB are strongly influenced by the sediment permeability, the local vegetation cover and the meteorological tide. Despite these variations, time series of radioisotopes showed that the three places under investigation had very similar advection rates (average: 2.17 ± 0.2 cm d^{-1}). The evaluation of the offshore transect showed that the shelf of the area under study has advective processes which suggest that, besides the influence of SGD on the coast, deeper aquifers can advect along the continental shelf. The gradient of the radioisotope activity in this transect (up to 50 km) enabled the diffusion coefficient (409 $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) to be estimated. By its turn, this coefficient led to the daily estimate of the number of radioisotopes ($3.5 \cdot 10^9$ dpm d^{-1}) which is required so that the radio balance can keep stable in the system. However, further studies of the quantification and evaluation of the importance of submarine advection in the primary productivity on the CRSB are needed.

Key words: coast of southern Brazil; Submarine Groundwater Discharge (SGD); nutrients, radionuclides (Ra and Rn)

1. INTRODUÇÃO

A descarga de água subterrânea foi negligenciada cientificamente por muitos anos devido à dificuldade de avaliação e à percepção ultrapassada de que ela representava um processo de pouca importância. Porém, tal percepção tem mudado em virtude do desenvolvimento de técnicas que permitem avaliar a importância tanto volumétrica quanto química e, conseqüentemente, ecológica das descargas de água subterrânea, especialmente, das direcionadas ao oceano (Burnett *et al.*, 2003).

No presente trabalho, são consideradas águas subterrâneas tanto aquelas aprisionadas nas formações geológicas (aquíferos), quanto as que percolam através dos grãos de sedimento (água intersticial), formando o lençol freático. A água percolada dissolve e incorpora, em sua composição, alguns componentes minerais, constituintes das rochas pelas quais a mesma água atravessa ao longo de seu lento percurso de infiltração. No entanto, o enriquecimento da composição química das águas subterrâneas está diretamente ligado à composição geológica local e ao tempo de residência dessas águas. Geralmente, quanto maior o tempo de residência das águas subterrâneas, ou seja, quanto mais tempo elas ficarem aprisionadas ou em contato com o sedimento, maior será o enriquecimento em sua composição química.

Contudo, os níveis d'água dos lençóis freáticos formados não são estáticos, podendo variar de acordo com a precipitação pluviométrica, a extração de água subterrânea, os efeitos da maré nos aquíferos costeiros, a evapotranspiração, entre outros. Assim, fatores climatológicos, hidrológicos e forçantes oceanográficas permitem que as águas subterrâneas ressurgam à superfície e alimentem pequenos corpos hídricos perpendiculares à praia (sangradouros) (Pereira, 2005; Niencheski *et al.*, 2007) e/ou podem direcionar a descarga das águas subterrâneas diretamente no oceano, nas zonas costeiras (Moore 1997; Moore 1999; Lopes, 2005; Oliveira *et al.*, 2005; Moore & Shaw

2008; Oliveira *et al.*,2008). O processo em análise pode resultar na mistura da água doce de origem continental com a água salgada, gerando, assim, uma zona de mistura. Como consequência, o fluxo de água subterrânea continental, nessa zona de mistura, sofre alterações em sua composição, uma vez que se trata de uma zona de grandes interações biogeoquímicas. O comportamento semelhante ao observado em estuários superficiais levou Moore (1999) a definir a referida zona de mistura como estuário subterrâneo.

Quatro anos mais tarde, Burnett *et al.* (2003) definiram a expressão *Submarine Groundwater Discharge* (SGD), traduzida como Descarga de Água Subterrânea. A expressão foi amplamente aceita no âmbito científico e refere-se a todo e qualquer fluxo de água que ocorre nas margens continentais oceânicas, vindo da interface sedimento-água para a coluna d'água, independentemente da composição do fluido ou da forçante do processo. A SGD apresenta duas principais componentes: (1) a água doce de origem continental que, devido ao gradiente hidráulico, pode percolar pelos sedimentos permeáveis, alcançando as regiões costeiras e (2) a água do mar recirculada, a qual é capaz de penetrar os sedimentos porosos e retornar ao mar também devido ao gradiente hidráulico gerado por forçantes oceanográficas, como é o caso das oscilações de maré. Contudo, deve-se levar em consideração que tais processos não ocorrem isolados; os fluxos através dos sedimentos geralmente envolvem ambas as componentes, tanto as terrestres quanto as marinhas.

Embora o transporte de água subterrânea não seja tão evidente quanto o superficial (Burnett & Dulaiova, 2003), o fluxo de água subterrânea é responsável por grande parte do enriquecimento das águas superficiais em relação aos elementos químicos, entre eles, os nutrientes, os elementos-traço e os radioisótopos. Kroeger *et al.* (2007) e Andrade (2010) relataram que as águas subterrâneas apresentam concentrações

de nutrientes algumas ordens de magnitude superior às das águas superficiais. Windom *et al.* (2006) e Niencheski *et al.* (2007) observaram que as águas subterrâneas são enriquecidas, em termos de elementos-traço, em uma ordem de magnitude em relação às águas superficiais. Cable *et al.*, 1996 e Santos *et al.*, 2008a ressaltaram que as atividades de radioisótopos podem ser de duas a quatro ordens de magnitude maiores em águas subterrâneas.

A incorporação de radioisótopos na água subterrânea ocorre basicamente da mesma forma que os demais elementos químicos, visto que a radioatividade natural em água depende, principalmente, das rochas e minerais com que a água esteve em contato (Gascoyne, 1992), sendo a origem desta advinda principalmente dos elementos radioativos dissolvidos (urânio), suspensos em forma de coloides (tório), suspensos (frações micrométricas de minerais que contêm elementos radioativos) e difundidos (radônio).

Tanto os isótopos de rádio (^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra) quanto o isótopo de radônio (^{222}Rn), utilizados neste estudo, são emitidos pelo decaimento (ver Apêndice 2) dos seus precursores presente nos minerais e difundido para os espaços porosos. O radônio, por ser um gás altamente solúvel, é imediatamente interceptado pela fase fluida circundante (Cothorn & Rebers, 1991) e o rádio fica adsorvido à superfície dos grãos em contato com a água, podendo ser desorvido na presença de águas que apresentem maior força iônica. Sendo assim, a água subterrânea é constantemente enriquecida por esses elementos, por estar em contato direto com o sedimento e/ou com as formações geológicas. Por isso, pode-se considerar que a água subterrânea é um dos principais agentes transportadores dos elementos radioativos.

Através da SGD, as águas subterrâneas atingem as regiões costeiras marinhas com elevadas atividades de radioisótopos. As atividades dos elementos citados se

reduzem gradativamente ao longo de seu percurso, por processos de difusão. Quando não há qualquer aporte ou sumidouro de elementos radioativos, exceto pelo seu decaimento natural (propriedade intrínseca aos elementos radioativos), as séries de decaimento desses elementos entram em equilíbrio secular, tornando possível, então, determinar a quantidade do elemento precursor da série do decaimento radioativo pela medida (detecção) de algum elemento sucessor.

Processos como a adsorção/dessorção dos isótopos de rádio às partículas ou a evasão dos elementos em foco para a atmosfera, no caso do radônio, fazem com que o equilíbrio secular seja rompido nas séries de decaimento. A mobilidade dos isótopos de radônio é reconhecida como uma das principais causas do desequilíbrio nas séries de decaimento do urânio. Sua difusão ou dissolução em água é o principal modo de migração. Com isso, uma deficiência de ^{222}Rn é evidenciada próxima à superfície do oceano devido ao escape através da formação de bolhas e evaporação, enquanto um excesso de ^{222}Rn sobre seu precursor ^{226}Ra ocorre próximo ao fundo do oceano, onde o sedimento com maior teor de rádio contribui para tal aumento (Wilkening, 1990; Ivanovich & Harmon, 1992; Farias 2002).

Tanto as águas doces de origem continental quanto as salgadas recirculadas, ao serem impulsionadas em direção ao mar, contribuem para o aumento de diversos elementos químicos (Windom *et al.*, 2006). Sendo assim, a interação da água salgada com os aquíferos costeiros produz um sistema subterrâneo complexo, que distribui uma quantidade considerável de nutrientes, elementos-traço e, inclusive, radioisótopos para as águas costeiras (Niencheski *et al.* 2007, Santos *et al.*, 2008a).

O presente capítulo demonstra a ocorrência dos aportes subterrâneos ao longo da costa do extremo sul do Brasil, de acordo com a variação de parâmetros físico-químicos e o comportamento de radioisótopos.

1.1. Propriedades dos isótopos naturais de rádio e ^{222}Rn

Um traçador de águas subterrâneas deve apresentar comportamento conservativo e ser altamente enriquecido nas águas subterrâneas em relação às águas marinhas costeiras. Os isótopos de rádio e radônio vêm se constituindo em uma importante ferramenta nos estudos de águas subterrâneas por atenderem ambos os critérios recém-mencionados (Burnett *et al.*, 2006). Além disso, os referidos elementos são constantemente emitidos na água do mar, visto a forte retenção de seus precursores (Th e U) nas partículas de sedimento (Figura 1).

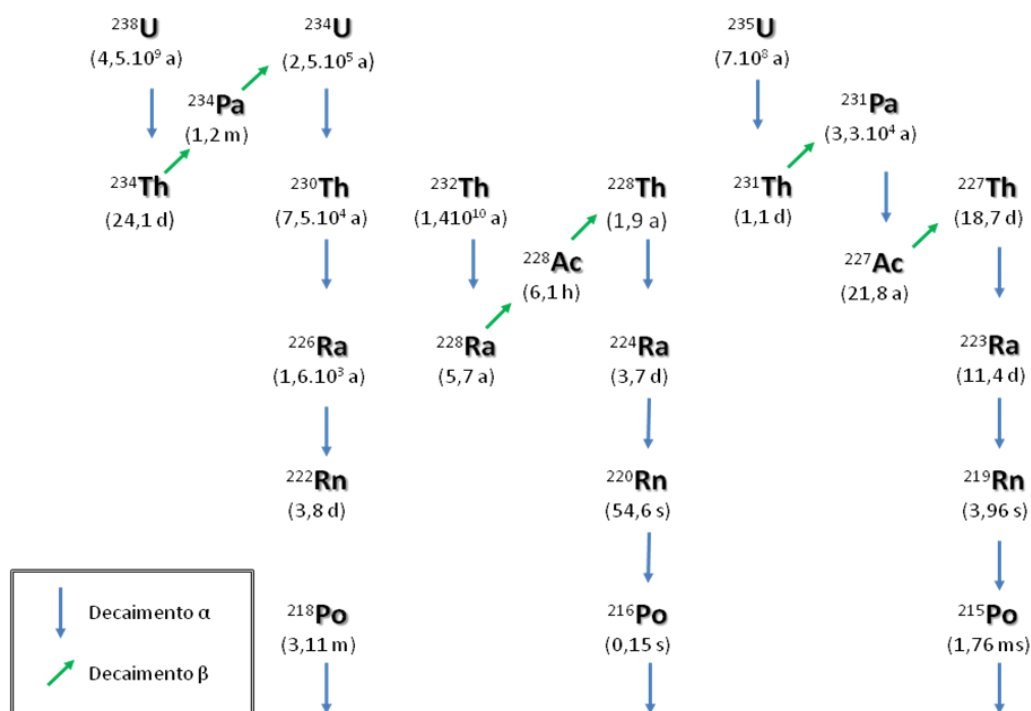


Figura 1. Séries de decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th com os respectivos isótopos de rádio destacados (adaptado de Rama & Moore, 1996).

1.1.2. Rádio

Existem quatro isótopos naturais de rádio emissores de partículas-alfa: o ^{226}Ra ($t_{1/2}$: 1.600 anos), membro da série de decaimento radioativo do ^{238}U ; o ^{223}Ra ($t_{1/2}$: de 11,4 dias), da série de decaimento radioativo do ^{235}U ; o ^{224}Ra ($t_{1/2}$: 3,66 dias), da série de

decaimento radioativo do ^{232}Th) e um isótopo de rádio emissor de partículas-beta, da série de decaimento radioativo do ^{232}Th , o ^{228}Ra ($t_{1/2}$: 5,75 anos).

A presença de rádio na água subterrânea, proveniente de fontes naturais, resulta da interação dessa água com o solo, as rochas ou os depósitos minerais com os quais ela mantém constante contato no aquífero. Assim, os minerais e as rochas que contêm isótopos naturais de U e Th podem apresentar quantidades mensuráveis de rádio, dependendo da quantidade dos elementos precursores inicialmente presentes nos minerais em estudo. A perda de rádio ocorre provavelmente por difusão, do mineral hospedeiro para a camada de água, ficando adsorvido na superfície do grão, que se encontra em contato com a solução. Os processos que influenciam a transferência do rádio do sólido para a solução se relacionam principalmente à composição química da água (Teixeira, 2004; Lopes, 2005).

O rádio atinge o oceano quando as águas continentais em contato com esse elemento, presente em sedimento dos rios, partículas em suspensão e/ou sólidos dos aquíferos alcançam a interface água-doce/água salgada (Teixeira, 2004). Nela, o rádio adsorvido ao material particulado em suspensão na água doce é desorvido por meio da troca iônica com cátions, preferencialmente, sódio, cálcio e magnésio, presentes na água salgada. Como resultado de tal processo, existe um grande aporte de rádio através dos pântanos salgados, manguezais, estuários e das descargas de água subterrânea para o mar (Moore, 1999; Rama & Moore, 1996; Moore & Shaw, 2008).

Os isótopos de rádio também estão presentes na água do mar, sendo produzidos continuamente na coluna de água, pelo decaimento de seus precursores (U e Th) dissolvidos. Contudo, os isótopos de rádio de longa-vida (^{226}Ra e o ^{228}Ra) são fornecidos para o oceano pela difusão dos sedimentos marinhos de fundo e dos sedimentos da plataforma continental, após serem produzidos pelo ^{230}Th e ^{232}Th ,

respectivamente. No entanto, somente o ^{226}Ra pode ser encontrado em atividades substanciais no mar aberto (Broecker *et al.*, 1967; Kaufman *et al.*, 1973; Moore, 1976). Os outros três isótopos são menos abundantes devido à combinação do decaimento mais rápido dos isótopos precursores, menos abundantes, com a presença de elementos partícula-reativos (tório, protactínio e actínio), retirados da coluna de água por arraste. Os isótopos de curta-vida (^{223}Ra e ^{224}Ra) são regenerados em escala de poucos dias, sendo fornecidos continuamente pelo fato de os isótopos de Th encontrarem-se fortemente ligados aos sedimentos.

Nesse contexto, estudos demonstram que os isótopos de rádio podem ser aplicados como traçadores geoquímicos da descarga de água subterrânea no ambiente marinho costeiro, pois se apresentam em concentrações aumentadas na água subterrânea e baixa reatividade no ambiente marinho.

1.1.3. Radônio

O ^{222}Rn ($t_{1/2}$: 3,8 dias) da série de decaimento do ^{238}U , emissor de partículas-alfa, é utilizado como um traçador para uma variedade de processos de transporte e mistura que ocorrem no meio ambiente. Essa versatilidade como elemento traçador se deve à sua ampla distribuição na crosta e atmosfera e ao fato de apresentar tempo de meia-vida relativamente maior em relação aos demais isótopos de radônio.

Em águas subterrâneas, a quantidade de radônio aumenta consideravelmente, de duas a quatro ordens de grandeza em relação às águas superficiais, possibilitando sua utilização como traçador da descarga de água subterrânea (Cable *et al.*, 1996; Cowart & Osmond, 1977; Santos *et al.*, 2008a). A concentração de ^{222}Rn em águas subterrâneas é elevada devido à alta solubilidade do gás ^{222}Rn em água ($230 \text{ cm}^3 \text{ kg}^{-1}$ a 20°C), o que permite a esse elemento ser incorporado ao longo do percurso da água no ambiente, quando ela interage com o solo e as formações geológicas (Farias, 2002). Apesar de os

isótopos de radônio serem produzidos continuamente em rochas e minerais pelo decaimento-alfa de ^{226}Ra , ^{224}Ra e ^{223}Ra , apenas uma fração dos átomos de radônio emitidos do referido decaimento se difunde para os espaços porosos do solo, sendo interceptada pela fase fluida circundante, por exemplo, ar ou água subterrânea (Cothern e Rebers, 1991).

Em virtude da sua grande capacidade de difusão, as concentrações do radônio nas águas superficiais são geralmente muito baixas, pois o radônio presente na água subterrânea é rapidamente liberado quando alcança a superfície (Lopes, 2005).

A temperatura também é um importante fator na variação das atividades de ^{222}Rn na água, já que elas podem variar de acordo com as oscilações de temperatura da água. A Equação 1 demonstra que, em um sistema fechado, as atividades de radônio da água atingem o equilíbrio com as atividades de radônio no ar em uma proporção de 1:4, a 20°C (coeficiente de partição igual a 0,25), sendo determinado pela utilização da equação apresentada a seguir (Weigel, 1978):

$$a' = 0,105 + 0,405e^{-0,0502T} \quad T: \text{Temperatura (}^\circ\text{C)} \quad \text{Equação 1}$$

Visto por essa perspectiva, o radônio é um bom traçador de SGD, porque (1) sua concentração é muito alta em águas subterrâneas, mas baixa em água do mar; (2) tem comportamento conservativo; e (3) é relativamente fácil de medir (Cable *et al.*, 1996). A avaliação de eventuais tendências temporais de radônio é importante porque o fluxo de água subterrânea é conhecido por ser extremamente variável – em alguns casos, pode até mesmo inverter a direção em resposta às forçantes externas (marés, alteração na altura do lençol freático, etc.). Os isótopos de curta-vida de rádio podem ser utilizados em conjunto com o radônio, a fim de limitar as perdas por evasão atmosférica (Burnett & Dulaiova, 2003; Burnett *et al.*, 2008; Santos *et al.*, 2010).

2. ÁREA DE ESTUDO

Embora o foco deste estudo seja o litoral sul do Brasil, de forma mais específica a linha da praia, desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do limite com o Uruguai (Figura 2), características continentais e feições geomorfológicas devem ser mencionadas por influenciarem diretamente na descarga de água subterrânea em direção ao mar.

A costa do sul do Brasil é caracterizada por uma extensa barreira arenosa formada durante o Holoceno, pós-transgressão marinha glacial (Tomazelli & Villwock, 2005). Essa barreira, chamada de barreira IV, devido a sua formação no período quaternário, encontra-se a cerca de 5 m acima do nível do mar, separando-o das Lagoas Mirim e Mangueira e da laguna Lagoa dos Patos, formadoras do maior sistema lagunar do mundo.

Apesar de a Lagoa Mangueira ser o menor entre os três corpos hídricos mencionados, apresenta aproximadamente 4-5 m de profundidade, cerca de 90 km de comprimento e uma área de aproximadamente de 900 km². Está situada a aproximadamente 3 m acima do nível do mar (Schmidt *et al.*, 2011) e é essencial para a manutenção do regime hidrológico da Lagoa Mirim e do Banhado do Taim, uma vez que ambos os sistemas estão interligados.

Além disso, tanto as águas da Lagoa Mangueira quanto as do lençol freático que a abastece, por ocasião das diferenças de gradientes hidráulicos estabelecidos, são direcionadas à barreira arenosa, onde há formação de uma zona de mistura dessas águas continentais com as águas do mar e, novamente por diferenças de gradientes hidráulicos, são direcionadas ao mar, resultando em um fluxo de água subterrânea à zona costeira adjacente (Attisano *et al.*, 2008; Schmidt *et al.*, 2011).

Um aspecto importante a ser destacado na região da Lagoa Mangueira é a existência de um grande conflito entre a economia e a conservação ecológica na área entre a Lagoa Mirim e o Oceano Atlântico, onde a orizicultura é a principal atividade econômica e existe uma Unidade de Conservação Federal, a Estação Ecológica do Taim (ESEC-Taim), situada ao norte da Lagoa Mangueira. A ESEC-Taim é formada basicamente por ecossistemas de banhados, lagoas, dunas e beira de praia. A estação assume especial importância para estudos ecológicos, principalmente por apresentar o Banhado do Taim, um dos últimos remanescentes desse tipo de ecossistema, o qual ocupa 60% da área da Estação Ecológica (PELD, 2006).

A extração de águas para a irrigação das lavouras dos solos Pleistocênicos (margem oeste da Lagoa Mangueira, barreira III) tem alterado o regime hidrológico da região, incluindo as Lagoas Mirim e Mangueira e o Banhado do Taim. Esses sistemas são interligados de modo que a retirada de água para a irrigação dos arrozais e as obras de construção de sistemas de irrigação (canais de drenagem, levantes, barragens) afetam todo o sistema e podem ocasionar diminuição no volume de água disponível para a manutenção dos ecossistemas da região (Burger, 2002). Quando os picos de evapotranspiração ocorrem associados à extração dessas águas, o nível da Lagoa Mangueira pode ser reduzido para apenas 1 m acima do nível do mar (Santos *et al.*, 2008b).

Os sedimentos da barreira IV são homogêneos, formados por areia, com exceção de uma área de 30 km, próxima à porção sul da Lagoa Mangueira, formada por um depósito de conchas de maior granulometria (Calliari & Klein, 1993; Pereira *et al.*, 2005). A maior parte da barreira Holocênica é coberta por uma vegetação natural das dunas, chamada restinga. A parte norte adjacente à Lagoa Mangueira tem sua paisagem dominada por uma extensa plantação de *Pinus sp.* Não há informação disponível a

respeito da hidrologia da barreira Holocênica, como a medida do nível do lençol freático, por exemplo (Schmicht *et al.*, 2011).



Figura 2. Localização da área de estudo (destacada em vermelho). Fonte: Imagem capturada pelo MODIS em Jun/08

A região mostrada é influenciada por regime de ventos predominantemente do quadrante NE-SW (DHN, 1974), os quais sopram ao longo do eixo principal do corpo das lagoas desta região e são identificados como o principal fator forçante que controla a circulação e os níveis dessas lagoas (Garcia, 1998). Sob efeito dos ventos NE, as águas das lagoas são direcionadas para o sul, aumentando o nível das Lagoas Mirim e Mangueira nessa direção, com conseqüente aumento da pressão hidrostática. Comportamento oposto ocorre quando sopram ventos do quadrante sul (Attisano *et al.*, 2008).

A influência dos ventos não se restringe ao empilhamento das águas nas lagoas, mas é também o principal fator determinante da profundidade da zona de surfe (empilhamento da água na costa). Visto que, o litoral do sul do Brasil sofre pouca

influência da maré astronômica, apresentando uma pequena amplitude (0,4 m), devido à proximidade do ponto anfidrômico (Odebrecht *et al.*, 2010). O fato em estudo associado às características dissipativas a intermediárias das praias da região (Calliari, 1997) resultam em uma zona de surfe com profundidade aproximada de 2 m, embora ela possa variar até 10 m, em eventos de tempestade, particularmente durante passagens de frentes frias (Borzzone & Gianuca, 1990), as quais estão associadas aos ventos do quadrante SW (Caron, 2007).

3. METODOLOGIA

Ao longo da costa do Rio Grande do Sul foram realizadas diferentes campanhas em distintos cenários meteorológicos (Apêndice 1), nas quais se determinou parâmetros físico-químicos, concentrações de nutrientes e as atividades de ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra (Figura 3).

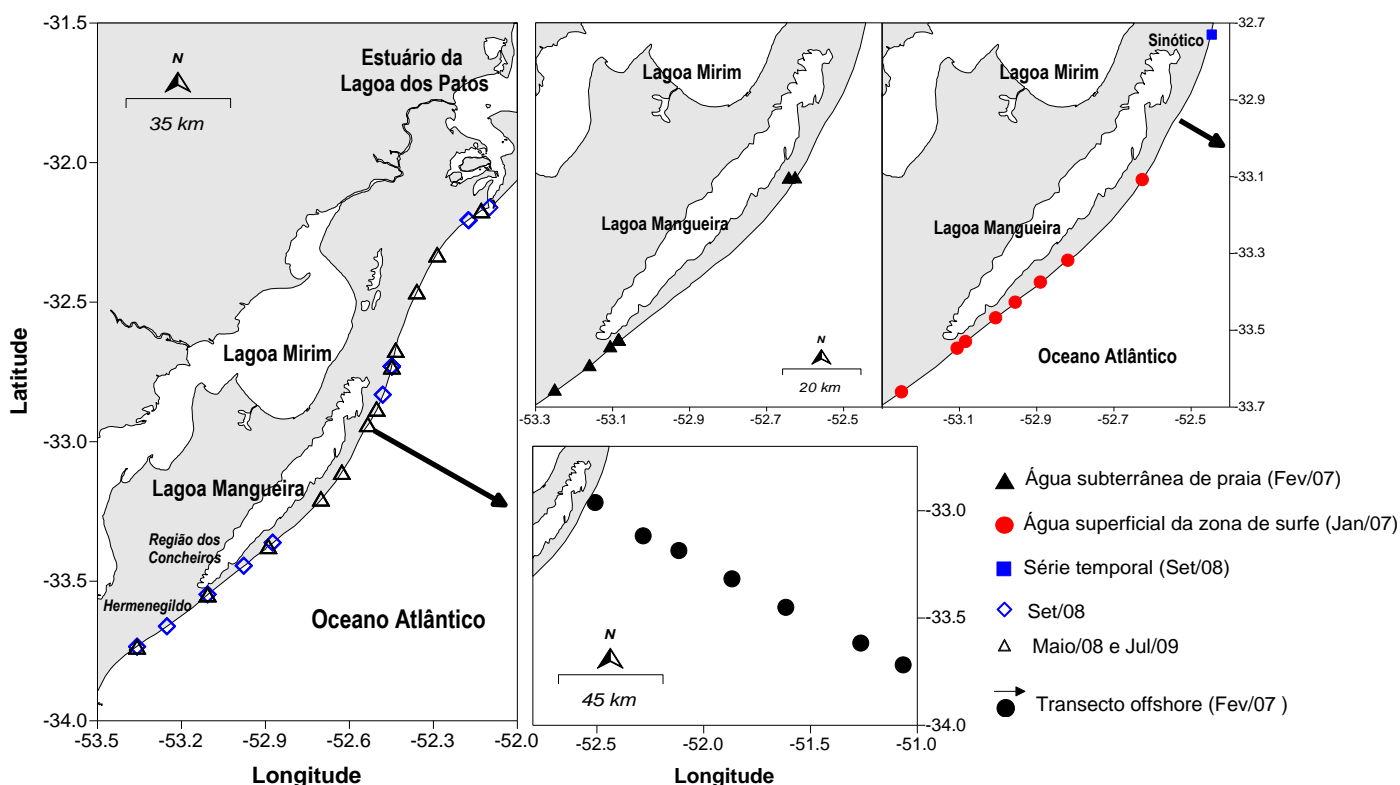


Figura 3. Localização dos pontos de amostragem nos diferentes períodos, sendo que os símbolos preenchidos correspondem a locais onde foram realizadas as medidas de radioisótopos.

Foram realizadas três expedições na costa Sul do Brasil desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Chuí (220 km). Na primeira e na terceira (Maio/08 e Julho/09), foram avaliados o comportamento dos nutrientes e a salinidade ao longo da costa, na zona de surfe (água superficial) e no estuário subterrâneo, próximo à zona de arrebenção (restinga, profundidade de coleta 1 m). Na segunda expedição (Setembro/08), os nutrientes e a salinidade também foram avaliados nas mesmas zonas,

além de medidas dos radioisótopos ^{223}Ra e ^{224}Ra em águas superficiais. Além das amostragens recém-citadas, também foram realizadas série temporal de ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra (Set/08) nas águas superficiais da zona de surfe e ^{223}Ra , ^{224}Ra ao longo de um transecto em direção *offshore* (fevereiro 2007). Em janeiro de 2007, também foi realizada a amostragem para medidas de ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra (ver Apêndice 7).

3.1. Amostragem

As amostragens de água superficial da zona de surfe foram realizadas com auxílio de garrafa Van-Dorn de 1,5 L. A água subterrânea foi coletada a 1 metro de profundidade, mediante o uso do *Push-Point* e da bomba peristáltica (Figura 4). As coletas de águas da zona costeira e da plataforma seguem a descrição feita no Capítulo I, bem como o procedimento para análise de nutrientes, realizado em todos os pontos amostrais (Figura 2) junto à medição dos parâmetros físico-químicos.



Figura 4. Coleta de água subterrânea na zona de praia com auxílio do *Push-Point*.

3.2. Determinação dos isótopos naturais de rádio em amostras de água

Foram utilizadas fibras de manganês (Moore, 1976) para a concentração dos isótopos de rádio das amostras de águas da plataforma e águas superficiais da zona de surfe. As fibras acrílicas (Figura 5a) funcionam como um trocador catiônico e podem

ser preparadas em laboratório. Elas são impregnadas com dióxido de manganês (MnO_2) por cozimento em uma solução de permanganato de potássio. As fibras são colocadas em cartuchos e as amostras de água são percoladas com uma vazão constante de 1 L min^{-1} (Figuras 5c, d) para garantir a adsorção do rádio no MnO_2 . As fibras de MnO_2 apresentam uma eficiência de extração alta para a remoção de Th, Pa, Ra e Ac, atingindo valores próximos a 100%. Foram percolados aproximadamente 200 L para pré-concentrar a água do mar e aproximadamente 20 L para as águas subterrâneas, possibilitando a quantificação dos quatro isótopos naturais de Ra.

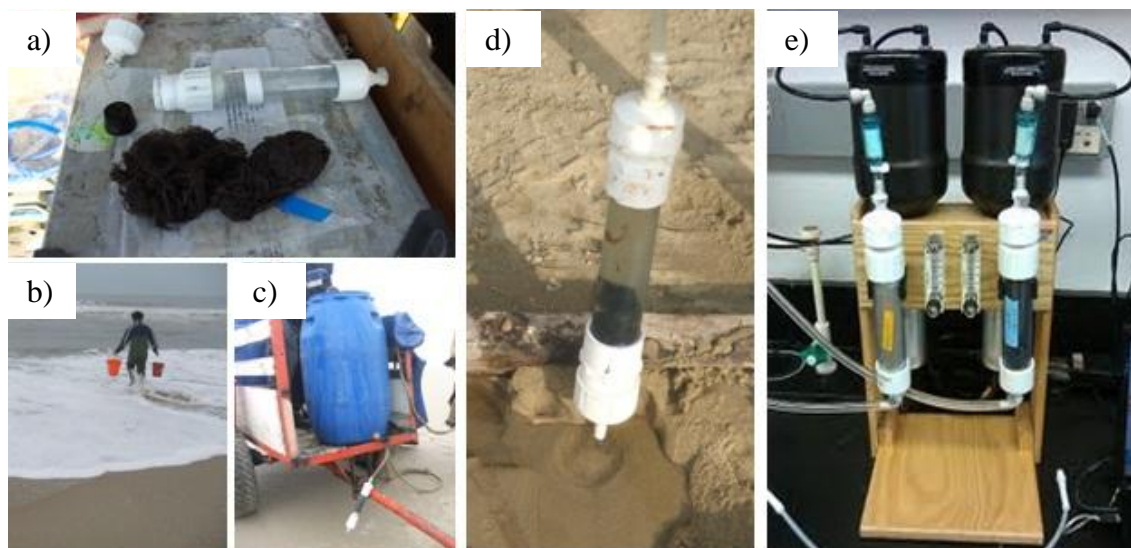


Figura 5. (a) Montagem da coluna (b) Coleta de água da zona de surfe (c, d) Filtração para concentração dos isótopos de rádio e (e) análise de ^{223}Ra e ^{224}Ra no RaDeCC - *Delayed Coincidence Counter*.

As fibras foram medidas no *Coastal and Marine Laboratory*, da Universidade da Flórida (EUA), por sistema de coincidências atrasadas para os isótopos de curta-vida, ^{223}Ra ($t_{1/2} = 11,4$ dias) e ^{224}Ra ($t_{1/2} = 3,7$ dias), utilizando RaDeCC - *Delayed Coincidence Counter* (Figura 5e). Esse detector, originalmente projetado por Giffin e colaboradores (1963) e posteriormente aperfeiçoado por Moore & Arnold (1996), é capaz de medir até mesmo as baixas atividades desses elementos, encontradas em águas naturais.

O ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{228}Th contidos nas amostras são adsorvidos às fibras de MnO_2 , alocadas em colunas acrílicas e posteriormente acopladas ao RaDeCC com 50% de umidade, a fim de que as atividades dos elementos citados possam ser medidas. O controle da umidade é importante, à medida que ela favorece a rápida evasão dos sucessores do ^{223}Ra e ^{224}Ra , ambos isótopos de radônio: ^{219}Rn ($t_{1/2}$: 3,96 segundos) e ^{220}Rn ($t_{1/2}$: 54,6 segundos) (Figura 1). Com isso, os sucessores são facilmente varridos da fibra e, em circuito fechado, são gradativamente recirculados através do detector, onde as partículas α provenientes do ^{219}Rn e ^{220}Rn vão sendo emitidas e os elementos mencionados, decaindo para ^{216}Po e ^{215}Po . Os sinais resultantes são enviados para o detector, capaz de discriminar os decaimentos dos filhos do ^{224}Ra , ^{220}Rn e ^{216}Po do decaimento dos filhos do ^{223}Ra , ^{219}Rn e ^{215}Po , através dos canais 220 e 219.

Após sete minutos (aproximadamente 7 vezes o tempo de meia-vida do elemento filho) em sistema fechado, devido ao equilíbrio secular característico dos radioelementos, esses isótopos entram em equilíbrio, permitindo, assim, determinar a atividade dos pais ^{224}Ra e ^{223}Ra a partir da emissão das partículas α , provenientes dos filhos ^{220}Rn e ^{219}Rn .

Cada amostra é contada três vezes em um período de aproximadamente um mês. Inicialmente, a atividade de ^{224}Ra é cerca de vinte vezes maior do que a atividade do ^{223}Ra (relação da atividade natural ^{238}U : ^{235}U é de aproximadamente 20) - (Moore & Krest, 2004). Sendo assim, apenas a atividade do ^{224}Ra é quantificada na primeira medida.

Para que possa ser realizada a segunda medida referente à atividade do ^{223}Ra , é preciso ter o cuidado para que uma medida não interfira na outra de forma significativa. Assume-se, então, que, quando o ^{224}Ra atingir apenas seis contagens por minuto (cpm), o erro agregado à interferência entre os dois canais possa ser estimado em apenas

2,55%. Isso porquanto, inicialmente, a relação entre as atividades absolutas de ^{224}Ra e ^{223}Ra é de aproximadamente vinte; ao longo de dez dias, a relação diminui para oito e, depois de um intervalo próximo a dez dias, a mesma relação chega a cinco; dessa maneira, a interferência do ^{224}Ra sobre o ^{223}Ra diminui consideravelmente (Garcia-Solsona *et al.*, 2008; Garcia-Solsona, 2009).

Logo, para calcular o intervalo entre a primeira e a segunda medidas, utiliza-se a equação de decaimento exponencial das atividades (Equação 2).

$$A = A_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad \text{Equação 2}$$

sendo: A_0 e A : as atividades, inicial e final; λ : a constante de decaimento do elemento em questão, o termo deve ser calculado (Equação 3), utilizando o tempo de meia-vida do isótopo ^{224}Ra ($t_{1/2}$: 3,7 dias). Detalhes da constante de decaimento podem ser visualizados no Apêndice 3.

$$\lambda = \ln\left(\frac{2}{t_{1/2}}\right) \quad \text{Equação 3}$$

O tempo necessário de espera entre a primeira e segunda medidas pode ser calculado diretamente pela Equação 4, onde C_0 : são as contagens por minuto obtidas no canal 220, referente ao ^{224}Ra e C : 6 cpm são as contagens por minuto que se quer atingir.

$$t = \left(\frac{1}{\lambda}\right) \cdot \ln\left(\frac{C_0}{C}\right) \quad \text{Equação 4}$$

Geralmente o intervalo entre a primeira e a segunda medidas dura em torno de dez dias. Após, a mesma fibra, com umidade controlada, é alocada no RaDeCC, para que seja possível obter as contagens no canal 219, referentes ao ^{223}Ra . Visando converter cpm em decaimento por minuto (dpm), deve-se levar em consideração

diversos fatores, entre eles, o volume da amostra filtrado; o peso da fibra de MnO_2 ; o *background*; o rendimento via padrões de ^{232}Th e ^{227}Ac ; o tempo decorrido entre a coleta e as contagens; o tempo de contagem das amostras; os erros agregados a tais contagens, entre outros. O detalhamento dos cálculos utilizados estão descritos nos trabalhos publicados por Moore & Arnold (1996), Garcia-Solsona *et al.* (2008) e Garcia-Solsona (2009).

A terceira medida referente ao ^{228}Th apenas deve ser realizada depois que o ^{228}Th e o ^{224}Ra atingirem o equilíbrio secular, ou seja, pelo menos cerca de sete vezes o tempo de meia-vida do filho ($7 \times 3,7 = 25,9$ dias) ou, quando a contagem por minuto das partículas emitidas pelo ^{220}Rn atingirem valor próximo a 0,001 cpm (3 a 5 semanas). A terceira medida é necessária uma vez que o ^{228}Th , precursor do ^{224}Ra , apresenta forte poder de adsorção às partículas, podendo manter-se aderido às fibras de MnO_2 e representando, assim, impurezas agregadas à fibra. Logo, através da subtração entre ^{228}Th e o ^{224}Ra medido inicialmente, exclui-se a parcela de ^{224}Ra suportada pelo ^{228}Th (Garcia-Solsona, 2008 e 2009). Dessa forma, obtém-se o $^{224}\text{Ra}_{\text{excedente}}$, que representa a atividade real de ^{224}Ra na água.

As correções indicadas não se fazem necessárias para o ^{223}Ra , visto que trabalhos demonstram que o ^{223}Ra suportado pelo seu precursor ^{227}Ac nas fibras de MnO_2 é negligenciável (Moore & Krest, 2004; Garcia-Solsona *et al.*, 2008).

Para a determinação das atividades de ^{226}Ra , a mesma fibra de MnO_2 foi utilizada. Para tal, fez-se uso de um monitor portátil (RAD-7, DurrIDGE Co., Inc.), apresentado no item 3.3 (Figura 6 b), no qual possibilita a determinação indireta de ^{226}Ra , via seu sucessor ^{222}Rn (Figura 1). Essa técnica é baseada no conceito da produção do ^{222}Rn . A fibra com ^{226}Ra previamente adsorvido, foi colocada um sistema fechado de ar, por um tempo determinado (15 horas), produzindo assim, ^{222}Rn em quantidades

diretamente proporcionais ao ^{226}Ra existente na fibra. Detelhas adicionais dessa técnica podem ser encontrados em Peterson et al., (2009).

3.3. Determinação do ^{222}Rn em amostras de água

Foram utilizados dados de séries temporais, já publicados por Santos *et al.*, (2008c) das atividades de ^{222}Rn ($t_{1/2} = 3,8$ dias) nas praias do Concheiro e Hermenegildo. Para o monitoramento desse elemento ao longo do tempo (dez horas), foi utilizado um monitor portátil (RAD-7, DurrIDGE Co., Inc.), ilustrado na Figura 6.

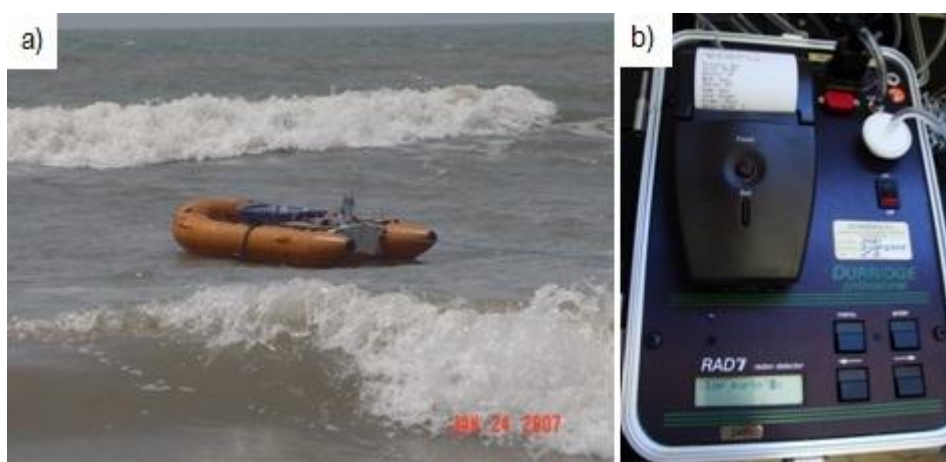


Figura 6. (a) Local onde foram monitoradas as atividades de ^{222}Rn e (b) RAD-7 (DurrIDGE Co., Inc.).

O instrumento realiza medições repetidas e integradas da concentração da atividade de radônio na água do mar a cada trinta minutos. O sistema funciona com fluxo contínuo de água, através de uma bomba submersível alocada perto da superfície, que impulsiona a água. O fluxo de água atravessa um trocador de ar-água e o radônio nele contido é distribuído para um sistema fechado de ar, *loop*. O fluxo de ar que alimenta o equipamento detecta as concentrações de ^{222}Rn , pela atividade das partículas-alfa oriundas do decaimento do radônio e seus filhos (^{214}Po e ^{218}Po). Como a distribuição de radônio em equilíbrio entre o ar e as fases da água é regida por uma dependência bastante conhecida de temperatura, a concentração de radônio na água pode ser facilmente calculada (Burnett *et al.*, 2008).

4. RESULTADOS & DISCUSSÃO

Para melhor compreensão, esse item foi subdividido em: (4.1) variação da salinidade; (4.2) distribuição dos nutrientes e; (4.3) comportamento dos radioisótopos.

4.1. Variação da Salinidade ao longo da costa

As amostras de água coletadas ao longo da praia apresentaram um intervalo de salinidade de 6,43 a 28,38; 6,44 a 28,90 e 7,30 a 29,50 para os períodos de maio de 2008, setembro de 2008 e julho de 2009, respectivamente.

Tanto as amostras na zona de surfe quanto as do estuário subterrâneo não mostraram qualquer correlação marcante entre a salinidade e a distância da desembocadura da Lagoa dos Patos. Ainda que não tenha havido correlação, para facilitar a visualização, as linhas de regressão foram apresentadas na Figura 7. Ao comparar as linhas de regressão das três expedições na zona de surfe, observa-se que elas são quase paralelas (Figura 7a), indicando que a tendência da salinidade superficial ao longo da área de estudo foi muito similar para os três períodos de amostragem. Já a salinidade observada no estuário subterrâneo, além de não apresentar correlação com a distância, também não apresentou qualquer tendência de comportamento entre os períodos. No entanto, na maioria dos casos, os valores de salinidade das águas subterrâneas foram sempre inferiores aos da zona de arrebentação adjacente, indicando um aporte de água subterrânea à região costeira.

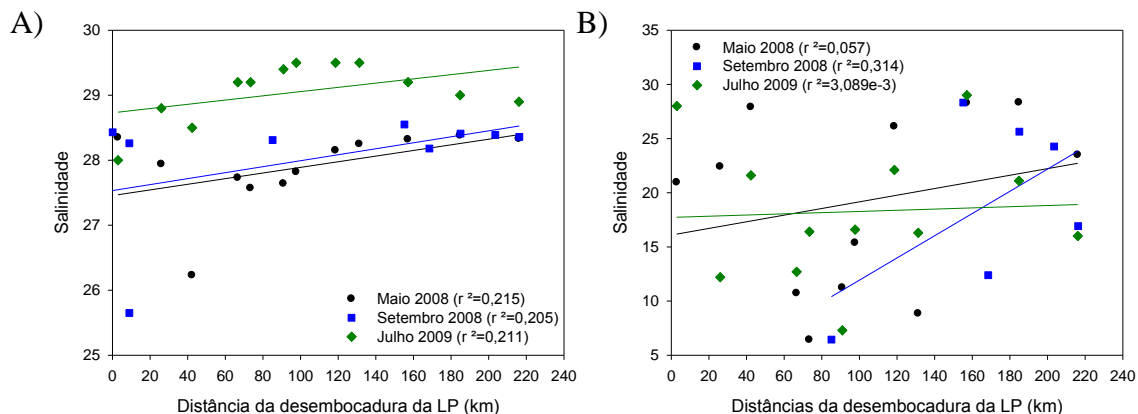


Figura 7. Salinidade em função da distância da costa para: (A) zona de surfe (água superficial) e (B) estuário subterrâneo.

Nos três períodos amostrais, a coleta próxima à região dos Concheiros (aproximadamente 160 km de distância dos Molhes do Rio Grande) apresentou salinidade similar entre as águas superficiais e subterrâneas (Figura 8). O esperado seria que a água subterrânea apresentasse salinidade menor, devido à alta porosidade do sedimento, permitindo, assim, maior taxa de advecção de água subterrânea. No entanto, as salinidades de água subterrânea, medidas próximo à zona de arrebenção, demonstraram que a alta porosidade desse sedimento, até 1 metro de profundidade, favorece mais a interação entre sedimento e água superficial do que o processo de advecção da água subterrânea. Presume-se, então, que esse último processo deva apresentar-se mais intensificado a uma profundidade superior a 1 metro.

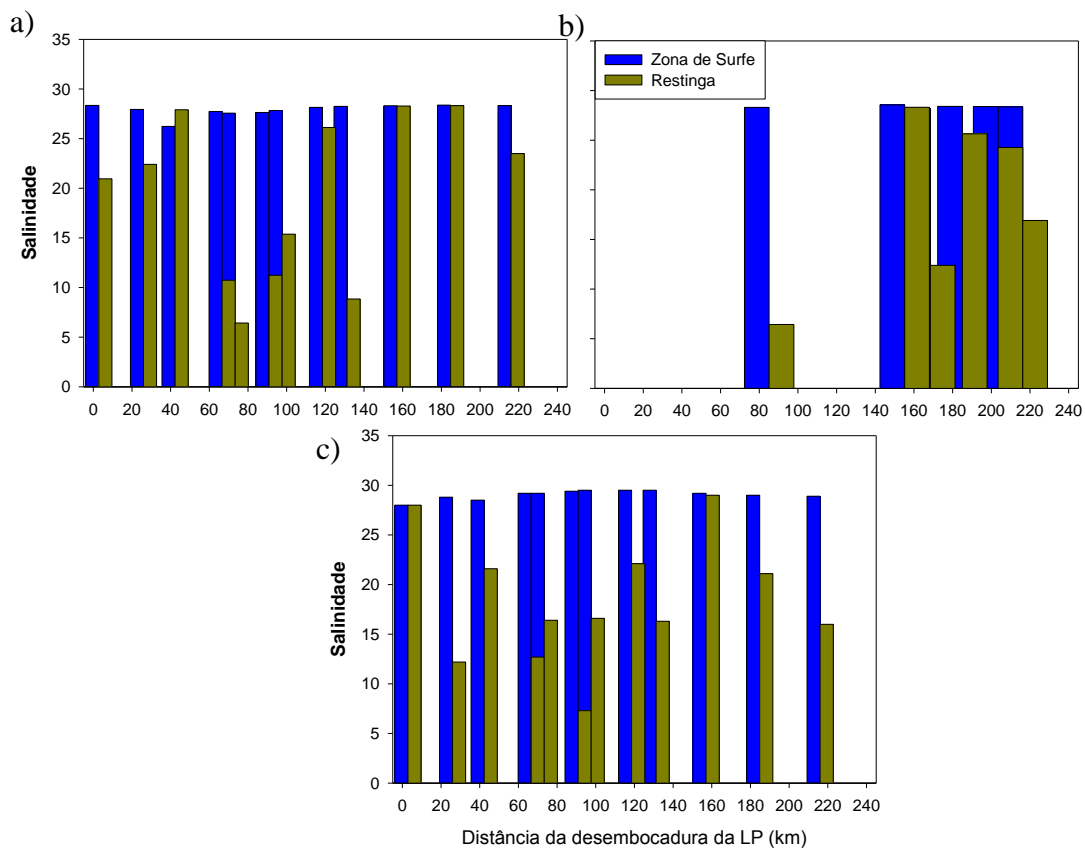


Figura 8. Salinidade versus distância dos Molhes do Rio Grande de amostras coletadas na zona de surfe e restinga de (a) maio de 2008; (b) Setembro 2008 e (c) Julho 2009.

Apesar de o mês de setembro de 2008 apresentar um número reduzido de amostragens, pode-se verificar que entre 60 e 140 km da desembocadura da Lagoa dos Patos (entre o Farol Sarita e o Farol do Albardão) a salinidade da água subterrânea, em todos os períodos analisados, esteve bem mais baixa do que a água superficial da zona de surfe, o que indica forte contribuição de água subterrânea para essa região. A observação condiz com a conclusão de Attisano *et al.* (2008), segundo a qual a região do Albardão é alimentada durante o ano todo por uma fonte de água subterrânea, uma vez que a mesma se apresentou independente das oscilações das descargas do Rio do Prata e da Lagoa dos Patos.

A baixa salinidade encontrada na água subterrânea próxima à zona de arrebenção está, portanto, certamente relacionada à influência da descarga de água subterrânea na região. Por não existirem fontes óbvias de águas doces superficiais, mas

apenas um número reduzido de pequenos sangradouros que drenam a barreira (Pereira, 2005), pode-se concluir, que a descarga de água subterrânea reduz a salinidade ao longo da costa, corroborando com o observado ao norte da Lagoa dos Patos por Niencheski *et al.* (2007).

4.2. Distribuição dos nutrientes no estuário subterrâneo e zona de surfe

Sabe-se que as águas subterrâneas apresentam maiores concentrações de nutrientes dissolvidos em relação às águas superficiais. Alguns autores sugerem que aquelas apresentam uma ordem de magnitude a mais de nutrientes em relação a estas. Todavia, os resultados apresentados no presente estudo demonstram uma relação bem inferior a esta e ainda que, em algumas vezes, as concentrações se equivalem ou são ultrapassadas pelas águas superficiais. O fato demonstra que a um metro de profundidade, onde foram realizadas as coletas de água subterrânea, há uma zona de mistura na qual a maior parcela de água subterrânea corresponde à recirculação de água salgada, indicador de que as amostras foram obtidas na porção superficial do lençol freático. O processo de recirculação de água salgada através dos sedimentos permeáveis, além de ser responsável pela manutenção do estuário subterrâneo, pode influenciar significativamente os processos biogeoquímicos ocorrentes na zona de mistura, interdependência que será discutida no Capítulo III, *item 4.3.2.*

Entre os nutrientes, as espécies oxigenadas de nitrogenados, nitrato (Figura 9) e nitrito apresentaram concentrações mais elevadas nas águas superficiais quando comparadas às águas subterrâneas. O que se mostrou coerente, uma vez que as águas confinadas no sedimento têm menor chance de captar o oxigênio da atmosfera. Na expedição de setembro 2008, esse padrão não se apresenta muito marcado,

especialmente com o nitrato, já que as amostragens foram realizadas em um cenário meteorológico de mudança de vento e alta pluviosidade (média mensal: 264 mm).

As altas taxas pluviométricas aumentam o nível das lagoas, lençóis freáticos e, conseqüentemente, a pressão hidrostática, o que facilita o transporte subterrâneo dessas águas através da barreira arenosa em direção ao oceano. No entanto, por haver um maior fluxo de água subterrânea, isso pode acarretar em um menor tempo de residência dessas águas entre os sedimentos e, em decorrência, uma menor incorporação de elementos químicos na sua composição. No caso do nitrato, o baixo tempo de residência pode não ser suficiente para que alguns processos ocorram, como, por exemplo, a desnitrificação.

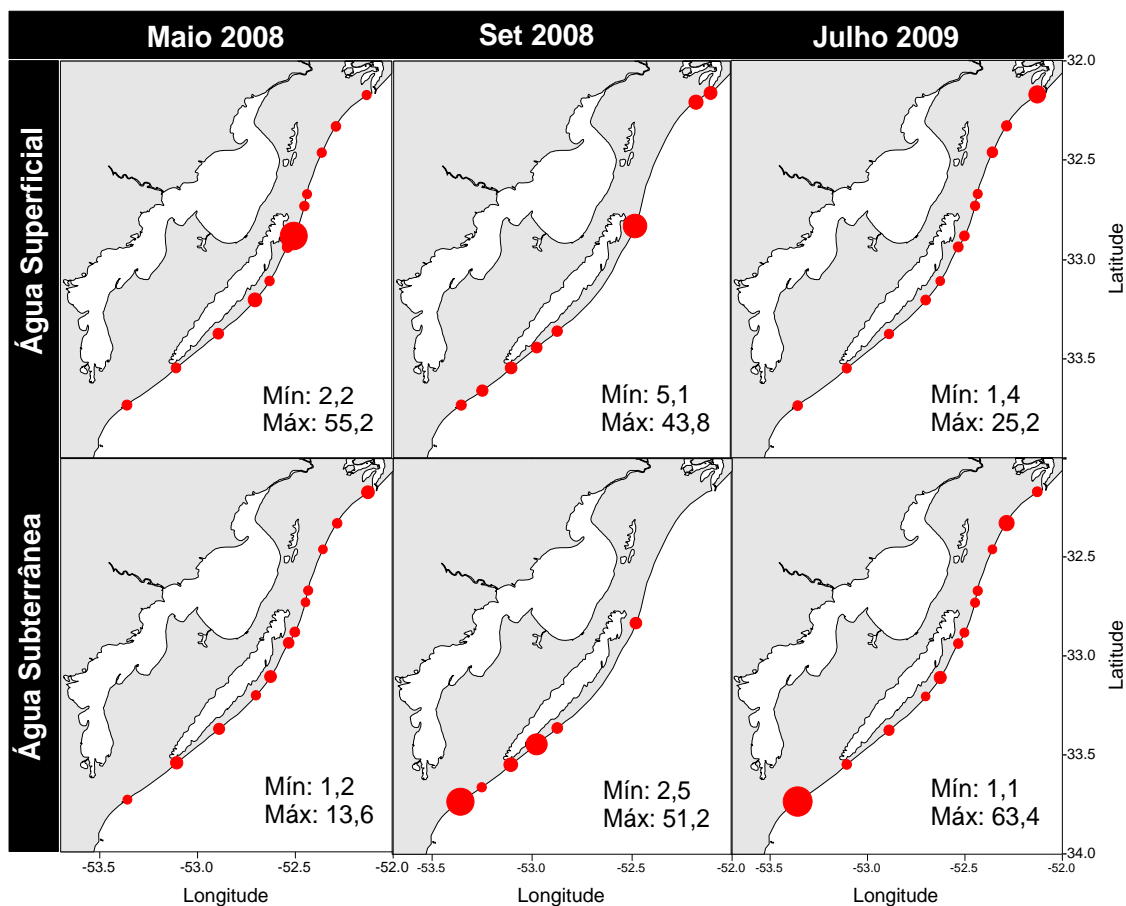


Figura 9. Distribuição das concentrações de nitrato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.

Para o amônio, o padrão apresentado é o oposto ao do nitrato (Figura 10). As águas do estuário subterrâneo mostram maiores concentrações de amônio do que as águas superficiais da zona de surfe, especialmente nas amostragens de maio de 2008, período no qual a taxa de precipitação foi a mais baixa (média mensal: 83 mm), ocasionando, possivelmente, um maior tempo de residência das águas subterrâneas.

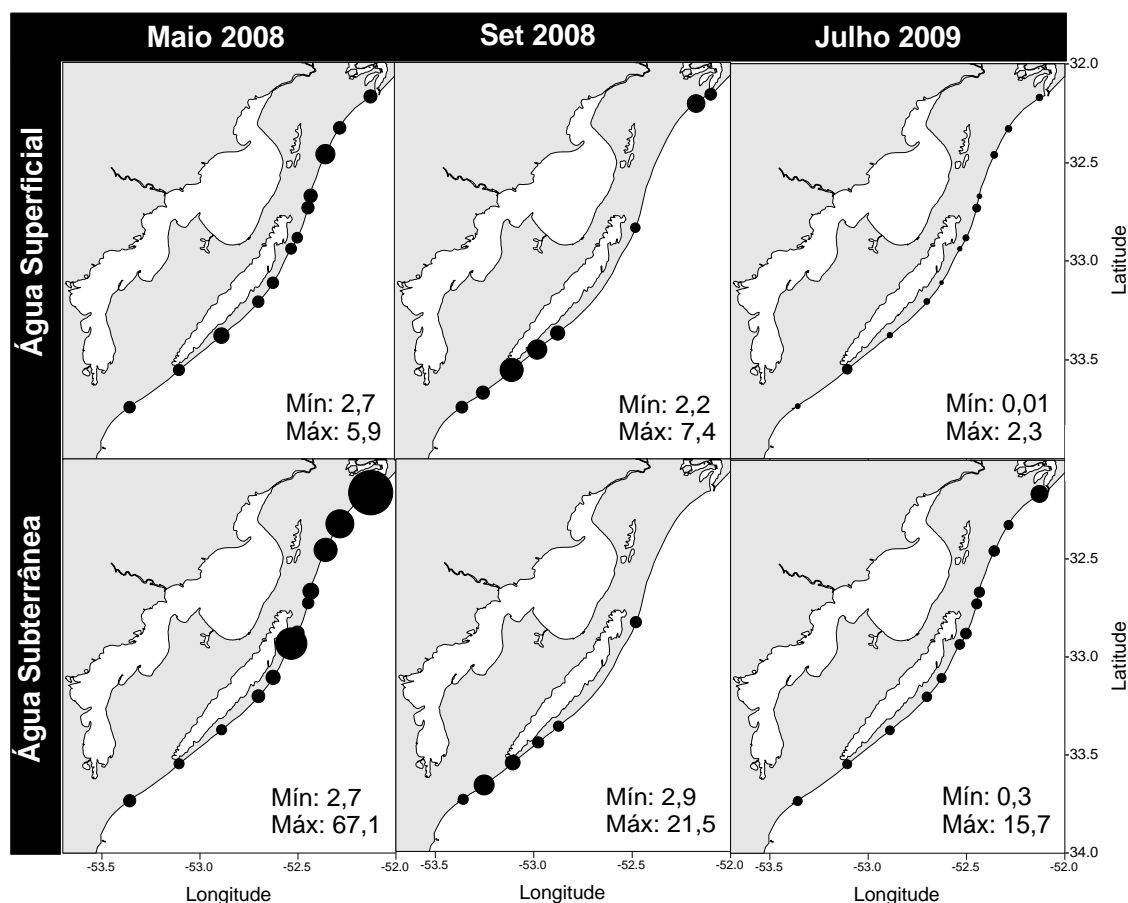


Figura 10. Distribuição das concentrações de amônio em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.

As concentrações de fosfato dissolvido foram sempre superiores nas águas do estuário subterrâneo (Figura 11). O aumento de fosfato nessa zona de mistura pode ser provocado pela interação entre as águas doces e salgadas no estuário subterrâneo. A água salgada é mais rica em íons dissolvidos e, por isso, favorece a competição desses

íons com o fosfato adsorvido à superfície das partículas (Baumgarten & Niencheski, 1998), resultando no aumento de fosfato na água subterrânea da zona de mistura.

Apesar de essas concentrações serem elevadas, quando comparadas à média de cada período, com os dados observados por Paiva (2011), no extremo norte do Rio Grande do Sul, observa-se que as águas subterrâneas da região de praia do extremo norte são duas vezes mais enriquecidas em fosfato do que as águas subterrâneas do sul. Tal característica advém do fato de o litoral do extremo norte do estado ser caracterizado pela presença de promontórios rochosos (Pivel & Calliari, 1998) de formação basáltica, que adentram a região de praia; tais formações possuem como mineral acessório a apatita, extremamente rica em fósforo (Machado, 2005; Paiva, 2011).

Visto a formação geológica do extremo norte do estado, esperava-se que as concentrações das águas subterrâneas do sul fossem bem inferiores às do norte.

Andrade (2010) estudou o aporte de nutrientes advindos das lavouras de arroz nas proximidades da Lagoa Mangueira, e verificou que as lavouras de arroz funcionam como uma espécie de filtro para a maioria dos nutrientes (silicato e nitro nitrogênio inorgânico total). Entretanto, foi observado um incremento de fosfato na água de irrigação, uma vez que as condições anóxicas impostas pelo metabolismo das lavouras de arroz podem favorecer a redissolução de fosfato presente no sedimento. O estudo relata, ainda, que períodos chuvosos promovem o carreamento de fosfato retido no solo, aumentando a concentração desse nutriente na Lagoa Mangueira, o qual pode ser direcionado para o oceano devido a formação de gradiente hidráulico.

Além disso, as concentrações relativamente elevadas de fosfato nas águas subterrâneas do sul, na barreira IV (formada durante o período quaternário), associadas à ocorrência de um depósito de concreções fosfáticas no Terraço do Rio Grande,

possivelmente de origem pré-quaternária (Klein *et al.*, 1992), sugerem que, durante eventos de transgressão marinha, possa haver ocorrência de minerais de elevado teor de fósforo, formados em depósitos sotopostos à barreira IV. O que resulta na manutenção das concentrações de fosfato, devido à influência de aquíferos profundos.

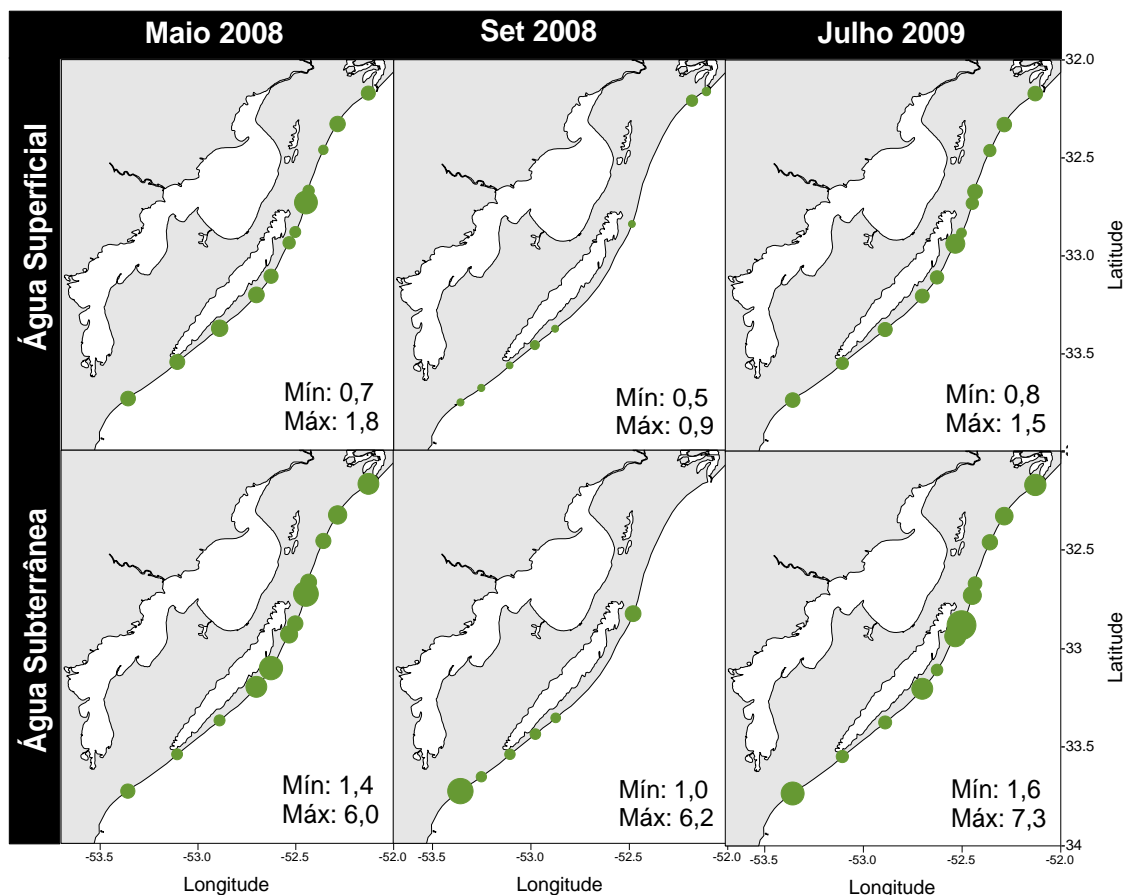


Figura 11. Distribuição das concentrações de fosfato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.

Em termos de silicato (Figura 12), seguindo a comparação das águas subterrâneas avaliadas no litoral extremo norte do estado, por Paiva (2011), pode-se verificar que as águas subterrâneas do litoral sul apresentam de 1-2 ordens de magnitude superior às do norte. Fato condizente com a litologia e as interações químicas ocorrentes nos locais pesquisados. Tomazelli & Villwock (2005) relatam que areias e cascalhos bioclásticos são importantes constituintes dos sedimentos, desde o Rio Grande até o

Chuí. Além disso, as areias são classificadas como quartzosas, de granulação fina a muito fina. Portanto, é natural que haja um incremento de silicato nas águas subterrâneas do litoral sul. Spoladore (2006) relata que estudos como os de Wray (1996) e Wray (1997) demonstram que o quartzo existente em rochas, tais como arenitos e quartzito, e em conglomerados podem sofrer intemperismo, resultando na dissolução desses elementos e, conseqüentemente, aumentando o teor de silicato nas águas subterrâneas.

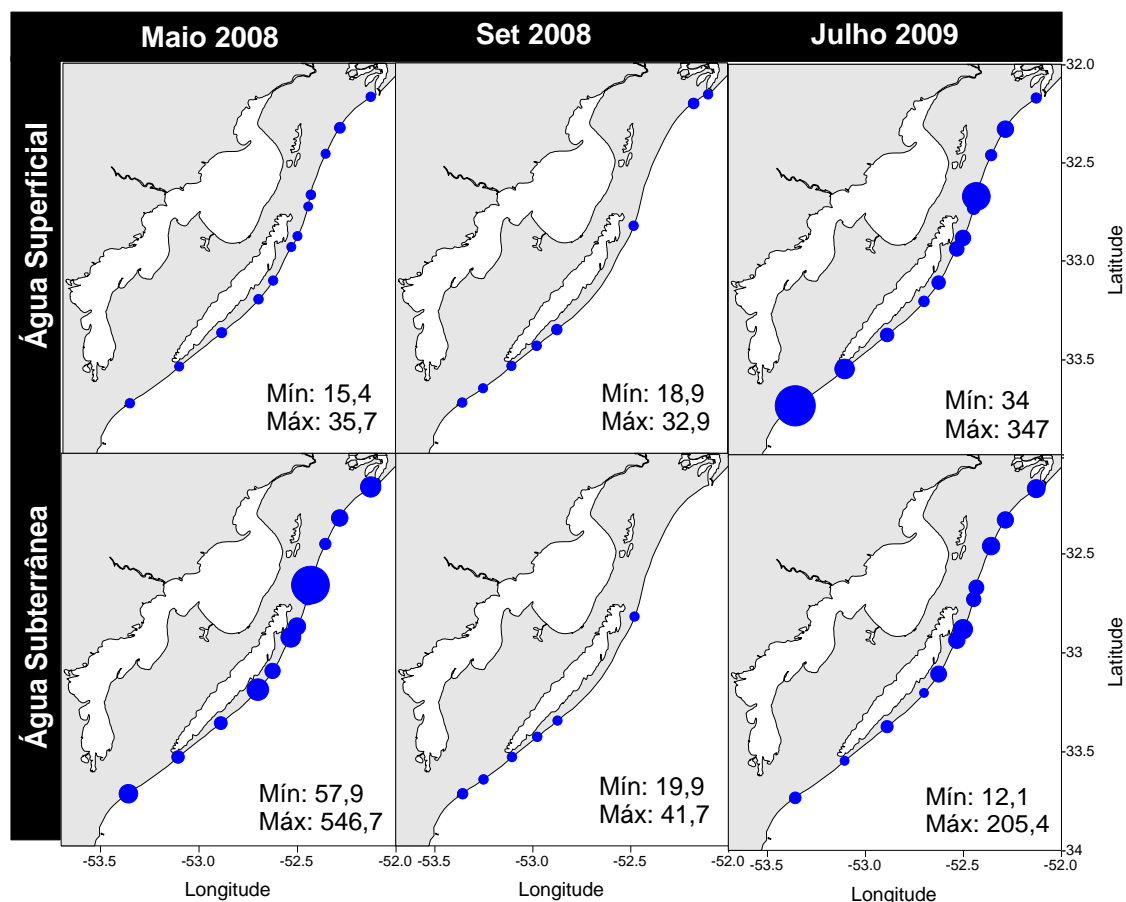


Figura 12. Distribuição das concentrações de silicato em $\mu\text{mol L}^{-1}$ ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe e água subterrânea da zona de praia, em Maio/08, Set/08 e Jul/09.

Para que se possa considerar de forma efetiva os aportes de nutrientes como resultado da advecção de água subterrânea, deve-se primeiramente compreender o comportamento dos radioisótopos, principal traçador da água subterrânea, na região costeira do extremo sul do Brasil.

4.3. Comportamento dos isótopos naturais de rádio e radônio no extremo Sul do Brasil

O comportamento desses elementos foi avaliado: (4.3.1) ao longo da costa do extremo sul do Brasil; (4.3.2) em série temporal e; (4.3.3) ao longo do transecto em direção *offshore*, os quais serão detalhados a seguir.

4.3.1. Isótopos naturais de rádio ao longo da costa do extremo sul

Attisano e colaboradores (2008) sugerem que o gradiente hidráulico gerado pela diferença de nível entre a Lagoa Mangueira e o oceano, somado à permeabilidade da barreira que os separa, poderia facilitar a advecção de água subterrânea em direção ao mar e, assim, contribuir com o aumento das concentrações de nutrientes na região costeira adjacente. No entanto, Schmidt *et al.* (2011) consideram que, além da água da lagoa, há outras duas possíveis fontes de água subterrânea na região: a precipitação direta no lençol freático e o afloramento das águas subterrâneas de aquíferos mais profundos, que podem ou não abastecer a Lagoa Mangueira.

Através das medidas de atividades dos radioisótopos na área em estudo, pode-se constatar, especialmente pelas atividades de ^{223}Ra e ^{224}Ra , que a porção sul da Lagoa Mangueira apresentou maiores atividades dos isótopos de rádio, tanto nas águas superficiais da zona de surfe (Figura 13) quanto nas subterrâneas da barreira adjacente (dados apresentados no *item 4.1.1.1*, Capítulo III). Apesar da escassez de dados referentes aos radioisótopos na porção central da Lagoa Mangueira, pode-se afirmar que as águas costeiras oceânicas da porção sul, adjacentes a essa barreira, são fortemente influenciadas pela descarga de água subterrânea.

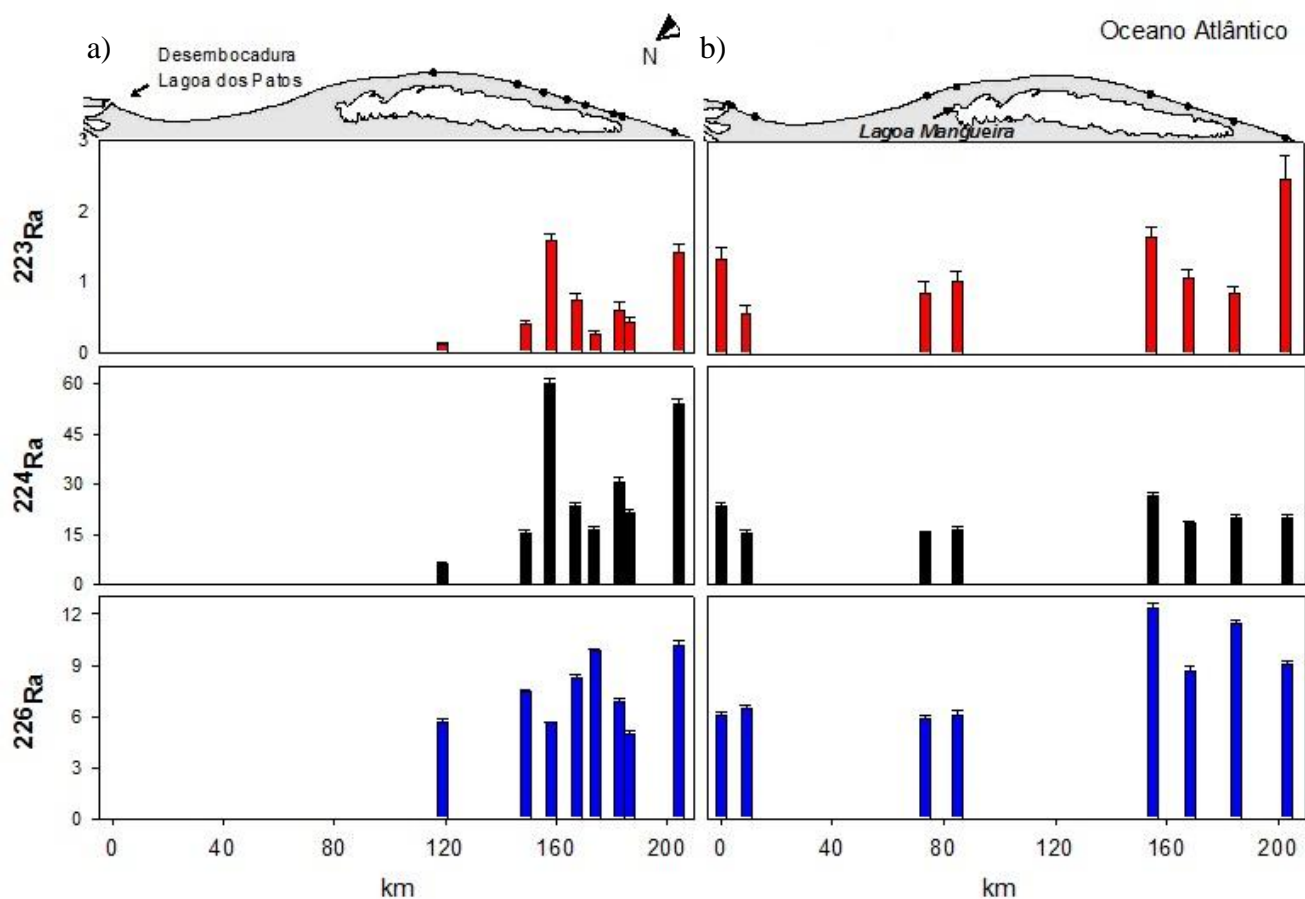


Figura 13. Atividades de ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra ($\text{dpm } 100\text{L}^{-1}$) ao longo da costa do extremo sul do Brasil, para água superficial da zona de surfe em (a) Jan/07 e (b) Set/08.

Pereira (2005), ao avaliar a permeabilidade dos sedimentos ao longo de toda a costa do litoral do Rio Grande do Sul, constatou que, ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos, essa barreira apresenta maior permeabilidade ($3,64 \cdot 10^3 \text{ cm s}^{-1}$) do que ao norte ($1,83 \cdot 10^3 \text{ cm s}^{-1}$), exceto pela estação realizada no Farolete Verga (Figura 14), que apresenta permeabilidade semelhante aos sedimentos localizados ao norte da desembocadura. No referido local, as atividades dos radioisótopos foram relativamente menores, evidenciando, assim, uma baixa contribuição da advecção de água subterrânea, possivelmente relacionada à baixa permeabilidade do solo.

As atividades de radioisótopos relativamente baixas na porção norte da Lagoa Mangueira, em relação à porção sul da mesma, ocorrem pela associação de fatores naturais e antrópicos, quais sejam: (a) baixa permeabilidade do sedimento localizado na

região e (b) evapotranspiração da vegetação de cobertura e o solo das dunas na localidade.

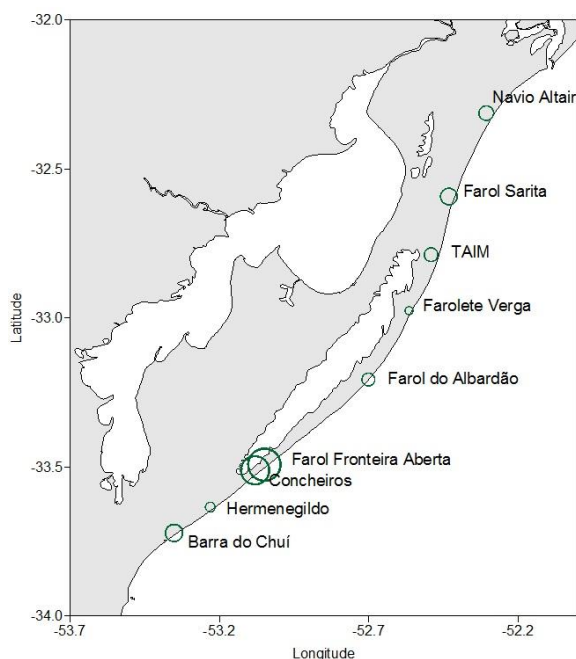


Figura 14. Permeabilidade dos sedimentos na barreira Holocênica do litoral sul (Pereira, 2005).

Schmidt *et al.* (2011), mediante a utilização de isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$), caracterizaram sazonalmente as águas dessa barreira arenosa, da zona costeira adjacente e da água da chuva e observaram que a composição isotópica da água costeira da porção norte era similar à composição encontrada nas águas da chuva, enquanto as águas costeiras da porção sul apresentaram composição semelhante às subterrâneas. Com isso, demonstraram que a porção central-sul efetivamente apresenta aportes subterrâneos e a porção norte apresenta maior influência da água percolada proveniente da precipitação local. Tal fato, associado à presença de diferentes coberturas vegetais nas dunas das áreas pesquisadas (Figura 15), levou ao desenvolvimento de um modelo conceitual (Figura 16), visto que as dunas presentes na porção norte, adjacente à Lagoa Mangueira, são cobertas por uma extensa plantação de *Pinus sp.*, enquanto as porções central e sul permanecem com sua cobertura vegetal natural (Figura 15).

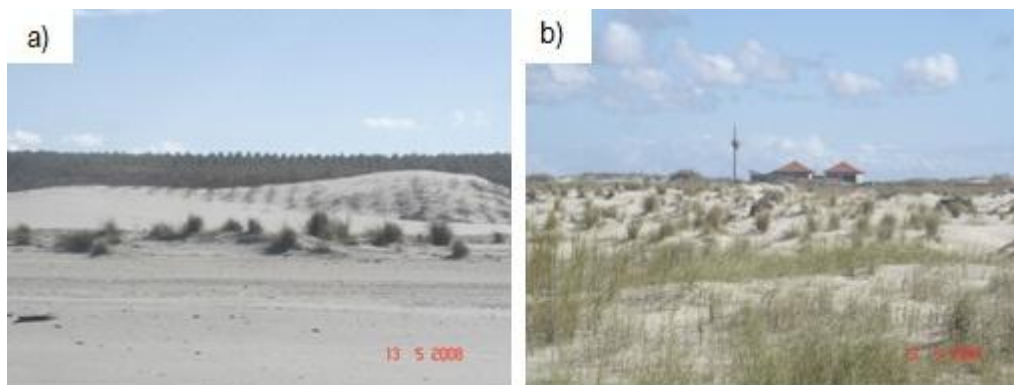


Figura 15. Diferente vegetação de cobertura das dunas formadas na barreira Holocênica que separa a Lagoa Mangueira do mar. (a) Porção norte: Plantação de *Pinus sp* e (b) Porção sul: vegetação natural das dunas.

O modelo de Schmidt *et al.* (2011), apresentado na Figura 16, demonstra que, tanto na porção central quanto na sul, a maior parte da precipitação é imediatamente infiltrada na barreira e pequena porcentagem da mesma é perdida pela evapotranspiração, através do solo e da vegetação natural das dunas. O processo resulta em um gradiente hidráulico, cujo fluxo é direcionado para os dois lados (lagoa e oceano), impedindo, assim, a percolação das águas da Lagoa Mangueira para a barreira. O gradiente hidráulico formado termina por conduzir um fluxo de água subterrâneo significativo para a costa adjacente.

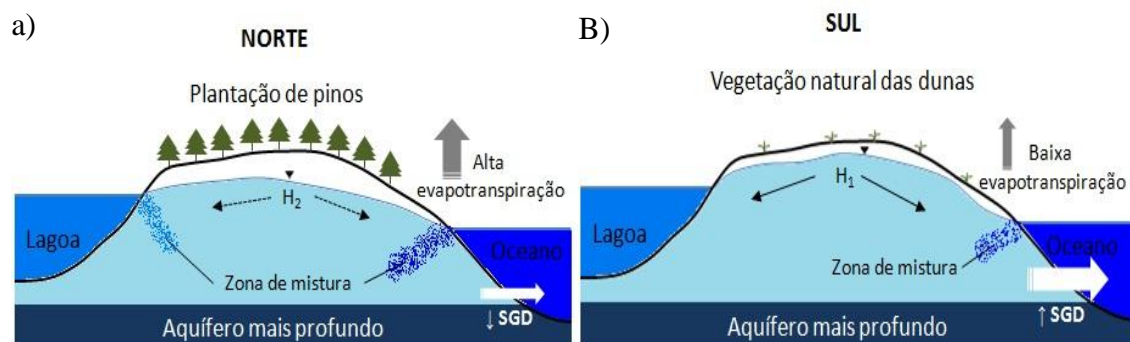


Figura 16. Modelo conceitual (Schmidt *et al.*, 2011) de fluxos de água na barreira Holocênica que separa a Lagoa Mangueira do oceano. (A) porção norte da barreira com plantação de pinos e (B) porção sul da barreira com vegetação natural de dunas. Gradiente hidráulico (H), $H_2 \ll H_1$.

Na porção norte, onde há a plantação de *Pinus sp.*, há maior evapotranspiração. O desequilíbrio entre o consumo de água pela plantação de *Pinus sp.* e as chuvas causam o rebaixamento do lençol freático, facilitando a infiltração tanto da lagoa quanto do mar para a barreira arenosa. Dessa forma, um menor gradiente hidráulico é gerado, dificultando a advecção de água subterrânea em direção ao mar; por isso, as menores atividades de radioisótopos nessa área.

Nem mesmo nos períodos de maior extração de água da Lagoa Mangueira para a irrigação do cultivo de arroz, na região sul da referida lagoa, a retirada de água é suficiente para que os dois cenários se equivalham. Sabe-se que as plantações de arroz estão em sua grande maioria no sul da margem oeste dessa lagoa. Nos meses de outubro/novembro e fevereiro/março, época de estiagem, a retirada de água da lagoa é maior, visando suprir o *déficit* das taxas de precipitação. A etapa ainda coincide com a fase de desenvolvimento das plantações, quando a necessidade de água é ainda maior (Villanueva, 2000 e ANA, 2001). Porém, nesse período, a região é influenciada por ventos predominantemente NE e, sob o efeito deles, as águas da lagoa sofrem empilhamento e são direcionadas para o sul, aumentando o nível da Lagoa Mangueira no local. Além disso, para a extração de água, são realizadas escavações, as quais promovem a construção de canais de irrigação. Foi verificado por Santos *et al.*, 2008b; Andrade *et al.*, 2008 e Milani, 2009 que as referidas escavações, ao removerem a camada superficial de sedimento favorecem o afloramento de aquíferos subjacentes. Sendo assim, essas escavações agem equilibrando o nível da lagoa na porção sul, mantendo na mesma área uma maior taxa de advecção de água subterrânea em direção ao mar em comparação à porção norte.

4.3.2. *Série temporal de isótopos naturais de rádio e radônio*

Sabe-se que tanto as atividades de isótopos de rádio quanto as do isótopo de radônio (^{222}Rn) podem ser utilizadas para estimar taxas de advecção da água subterrânea (Moore, 2000; Santos *et al.* 2008a). Contudo, geralmente a medida de ^{222}Rn é realizada em águas subterrâneas ou em águas superficiais confinadas, as quais são, geralmente, doces. Em águas superficiais, as atividades de ^{222}Rn são relativamente baixas devido a diversos fatores, entre os quais, os mais relevantes são: (1) o radônio é um gás extremamente volátil, sendo facilmente liberado quando dissolvido em água; (2) o radônio liberado nas superfícies rochosas move-se para os fluidos próximos (ar ou água) pelo mecanismo de difusão (Burnett & Dulaiova, 2003; Lopes, 2005). Logo, a medida do ^{222}Rn nas águas superficiais da zona de surfe pode ser uma estratégia bastante arriscada, especialmente para a região deste estudo, caracterizada pela dominância da ação de ondas em uma costa dissipativa a intermediária; dito de outro modo, a energia de onda é dissipada ao longo de uma extensa região de baixa declividade, o que aumenta consideravelmente a evasão de radônio para a atmosfera.

Sendo assim, torna-se necessário fazer uma série de considerações, as quais podem afetar a fidedignidade dos resultados, entre elas, assumir uma constância na turbulência gerada pelas ondas, além de inferir que uma determinada quantidade de ^{222}Rn deva ser liberada para a atmosfera ao longo das medidas realizadas. Embora a estratégia em questão tenha sido utilizada por Santos *et al.* (2008c) no litoral sul, os autores advertiram que, apesar do ^{222}Rn fornecer importantes informações em vários ambientes ao redor do mundo, é muito difícil modelar as perdas atmosféricas em ambientes abertos, como é o caso do litoral sul do Rio Grande do Sul.

Mesmo sabendo das limitações recém-apontadas, utilizou-se os dados de Santos *et al.* (2008c) durante uma expedição realizada em janeiro de 2007, na qual foi

monitorada a atividade de ^{222}Rn na zona de surfe, ao longo de dez horas, em dois locais da costa sul do Brasil (Concheiros e Hermenegildo). A série temporal foi medida a cada trinta minutos, e os dados da altura da coluna d'água foram medidos por um sensor de pressão HOBO[®] acoplado ao barco.

Os valores médios de ^{222}Rn nas séries temporais foram $2,51 \cdot 10^{-2}$ e $4,68 \cdot 10^{-2}$ dpm 100L^{-1} para Concheiros e Hermenegildo, respectivamente (Figura 17). Santos *et al.* (2008c) e Andrade (2010) observaram que as águas subterrâneas na zona de praia dessa área apresentaram-se enriquecidas em ^{222}Rn (média: $1,91$ dpm 100L^{-1}). Ao comparar a atividade das águas subterrâneas às obtidas nas águas superficiais da zona de surfe, nota-se uma redução de duas ordens de magnitude nas águas superficiais. Apesar de ser comum encontrar um decréscimo de ^{222}Rn próximo à interface água-ar, devido à rápida difusão desse gás para a atmosfera, o déficit torna-se ainda mais tangível quando a região em estudo sofre intensa ação de ondas, cuja consequência é o escape do mesmo gás através do aumento da formação de bolhas.

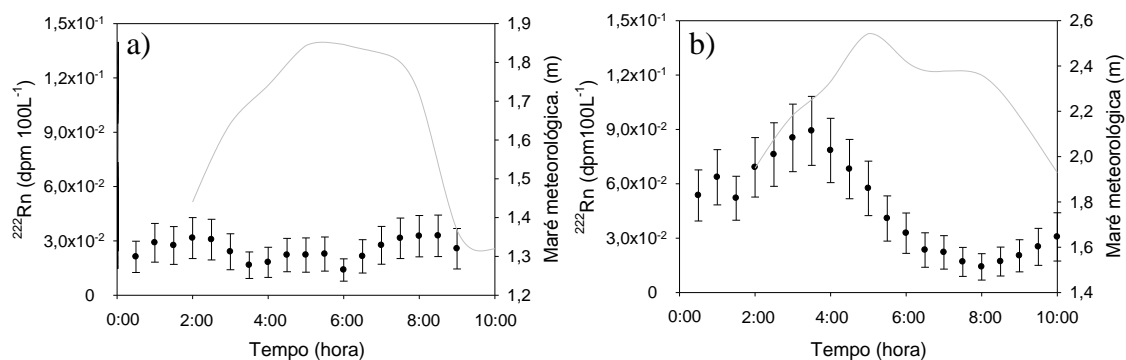


Figura 17. Série temporal da atividade de radônio (^{222}Rn) durante a expedição de Janeiro de 2007 na zona de surfe. (a) Concheiros e (b) Hermenegildo (Santos *et al.*, 2008c).

Apesar de todas as ressalvas, Santos *et al.* (2008) calcularam as taxas de advecção para as séries temporais realizadas nos Concheiros e em Hermenegildo, baseadas nas variações temporais de ^{222}Rn , seguindo o procedimento descrito em (Burnett & Dulaiova, 2003) e assumiram que a turbulência gerada pelas ondas foi

constante ao longo das dez horas de monitoramento (Figura 18). Os mesmos autores obtiveram para a série temporal dos Concheiros uma taxa de advecção média de $2,0 \pm 3,0$ cm d^{-1} e de $2,4 \pm 1,7$ cm d^{-1} para a série temporal realizada no Hermenegildo.

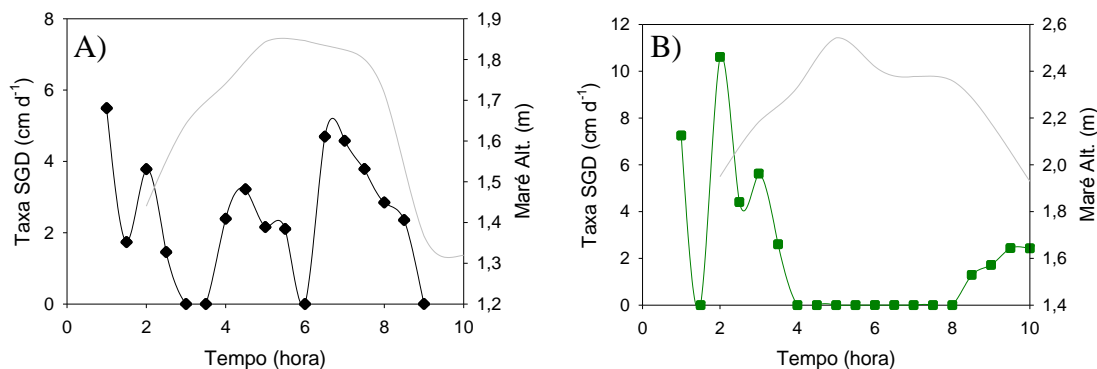


Figura 18. Taxa de SGD (cm d^{-1}) ao longo do monitoramento das atividades de ^{222}Rn durante a expedição de Janeiro 2007. (A) Concheiros e (B) Hermenegildo (Santos *et al.*, 2008c).

Além do artifício dos cálculos que consideram a evasão, outras estratégias podem ser utilizadas para minimizar os efeitos de perda desse elemento para a atmosfera: (1) a realização de medidas na meia-água ou em águas mais próximas ao fundo, em vez das medidas em águas superficiais. Porém, ao utilizar tal estratégia, deve-se considerar nos cálculos, o fluxo de ^{222}Rn liberado do sedimento de fundo (Apêndice 4); (2) a utilização dos isótopos de rádio. Com esses elementos, não são necessários cuidados nos cálculos que envolvam as perdas por evasão atmosférica, uma vez que os isótopos de rádio não são gases e, no caso das águas da zona de surfe, que apresentam alta força iônica, os elementos em estudo encontram-se dessorvidos nas partículas e podem ser perfeitamente medidos na água.

Durante a expedição de setembro de 2008, o presente estudo monitorou a atividade de múltiplos isótopos de rádio (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra) ao longo de 21 horas, em um ponto da zona de surfe, situado entre o Farol Sarita e o do Albardão. A série temporal referida foi medida aproximadamente de três em três horas, o que permitiu

examinar o comportamento dos elementos em análise ao longo das oscilações de maré (Figura 19).

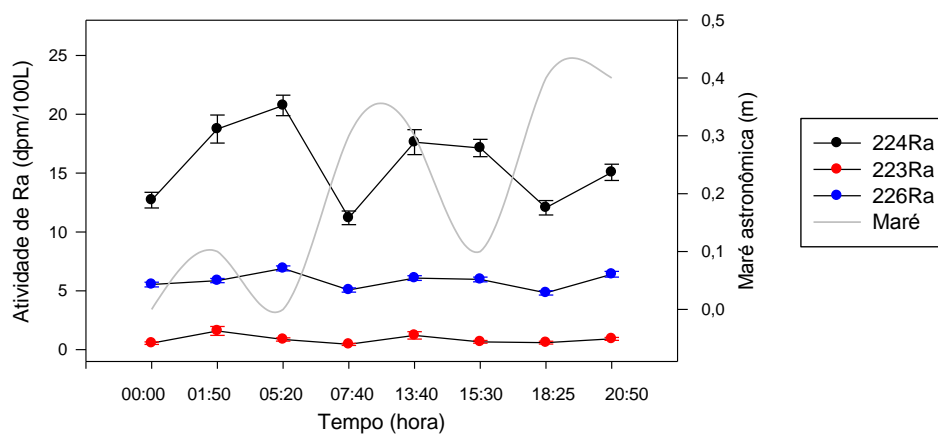


Figura 19. Série temporal da atividade dos isótopos de Rádio (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra) durante a expedição de setembro de 2008.

Aplicando os cálculos que serão detalhados no Capítulo III, foi estimada a taxa de advecção, ao longo das 21 horas de monitoramento, para a água da zona de surfe. Obteve-se, para a referida série temporal, uma taxa de advecção média de $2,1 \pm 1,0 \text{ cm d}^{-1}$ para a região considerada, semelhante à taxa de advecção observada na zona de surfe dos Concheiros e do Hermenegildo por Santos *et al.* (2008c).

Tanto as taxas de SGD calculadas a partir do ^{222}Rn (Santos *et al.*, 2008c) quanto as provenientes do ^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra demonstram, de forma dominante, variações opostas em relação às oscilações de maré (Figuras 18 e 20).

Assumindo que o gradiente hidráulico dessa área seja relativamente constante, em maré baixa, a coluna d'água é menor, havendo, assim, menor pressão hidrostática. Isso favorece a advecção de água subterrânea em direção ao mar e, conseqüentemente, o aumento das atividades de radioisótopos nas águas superficiais da zona de surfe (Figuras 17 e 19). Na maré alta, a pressão hidrostática é maior, dificultando a advecção de água subterrânea em direção ao mar e facilitando a intrusão de água salgada. Logo, a pressão exercida pela oscilação da maré favorece tanto a recirculação da água do mar,

que se move através do aquífero superficial e dos sedimentos (maré alta) quanto a advecção de água subterrânea (maré baixa).

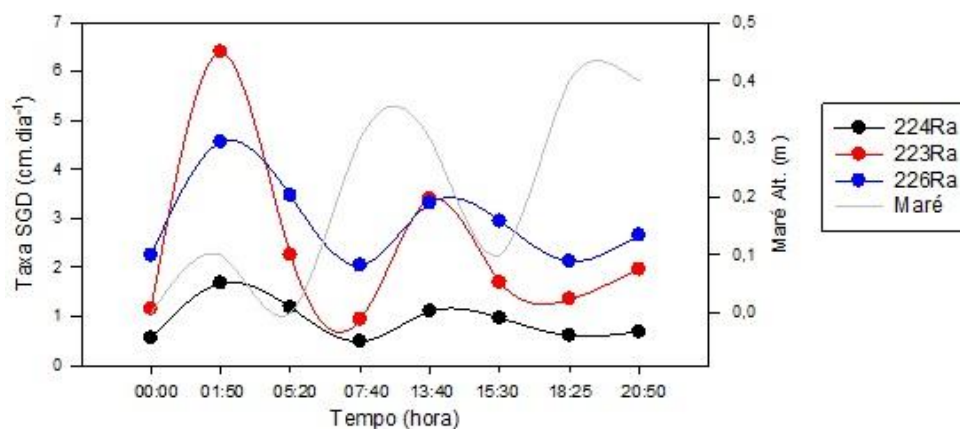


Figura 20. Taxa de SGD ao longo do monitoramento das atividades de isótopos de rádio (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra) durante a expedição de setembro de 2008.

Apesar disso, algumas amostragens apresentaram padrões diferenciados, entre elas, na região dos Concheiros, próximo à 4^a e à 7^a hora de amostragem (Figura 18a), quando a taxa de advecção não apresentou redução em maré alta. Sendo assim, é possível afirmar que a recirculação de água salgada e a advecção de água subterrânea são processos que podem ocorrer combinados.

Segundo Burnett & Dulaiova (2003), as águas do mar percoladas através dos sedimentos atingem os aquíferos superficiais e podem permanecer neles um tempo superior ao das oscilações de maré. Fato que explica o aumento das atividades de radioisótopos provenientes da água de recirculação, as quais inicialmente apresentavam baixas e, depois de aprisionadas entre os sedimentos, retornam à zona de surfê com atividade mais elevada.

Na série temporal entre o Farol Sarita e o do Albardão, os períodos de maré baixa ocorridos nas primeiras seis horas correspondem a aumentos de salinidade e pH (Figura 21); então, para esse período, o aumento da SGD durante a maré baixa parece ser mais influenciado pela recirculação da água salgada. A partir da sétima hora de

monitoramento, a salinidade e o pH começam a decrescer junto com a maré, o comportamento apresentado sugere que, neste momento, a fração continental de água é mais significativa do que a água subterrânea de recirculação (Peterson *et al.*, 2008).

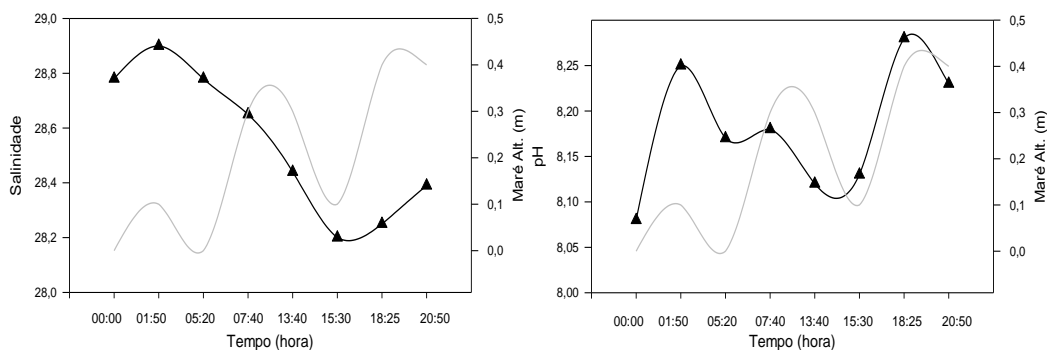


Figura 21. Comportamento da salinidade, pH e maré ao longo do período de monitoramento.

De acordo com o que foi observado, conclui-se que tanto as taxas de advecção estimadas a partir de isótopo de radônio quanto as estimadas pelos isótopos de rádio apresentam valores semelhantes. Mesmo sabendo que as oscilações da maré meteorológica e as diferenças na permeabilidade dos solos, das três regiões avaliadas, influenciaram os valores de taxa de advecção de água subterrânea, eles foram comparáveis. Sendo assim, para um estudo prévio local, torna-se aceitável extrapolar a taxa de advecção encontrada para toda a linha da costa, desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Chuí.

4.3.3. Isótopos naturais de rádio ao longo do transecto em direção offshore

O perfil de distribuição dos isótopos (^{224}Ra e ^{223}Ra) neste transecto (5 metros de profundidade) foi utilizado para estimar os fluxos de radioisótopos em direção ao mar. Para tanto, utilizou-se a teoria proposta por Moore (2000). Segundo o autor, devido à conservatividade desses traçadores, é possível determinar o coeficiente de difusão (Kh). Sua teoria propõe que o balanço entre os processos advectivos e os difusivos pode alterar as atividades dos radioisótopos (A) com o tempo (t) em função da distância da costa (x).

$$\left(\frac{dA}{dt}\right) + \left(\omega \frac{\partial A}{\partial x'}\right) = \left(Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}\right) \quad \omega: \text{velocidade de advecção.}$$

Acumulação
Advecção
Difusão

Equação 5

sendo: (1) *Acumulação* – a atividade em um determinado tempo. Em estado estacionário, o termo é invariável, ou seja, a derivada parcial em relação ao tempo, quando se assume o sistema em estado estacionário, é igual a zero;

(2) *Advecção* – referente ao aporte de radioisótopos oriundo do sedimento de fundo;

(3) *Difusão* – referente ao movimento das partículas de uma região muito concentrada para outra pouco concentrada.

Nessa aproximação, os efeitos laterais são desconsiderados. A distribuição *offshore* dos elementos conservativos pode ser utilizada para determinar a predominância de processos advectivos ou difusivos mediante o sinal dos radioisótopos em direção *offshore*. Se o processo dominante for difusivo (como é o caso no transecto em análise), a inclinação da reta será negativa na correlação atividade *versus* distância da costa (Figura 22).

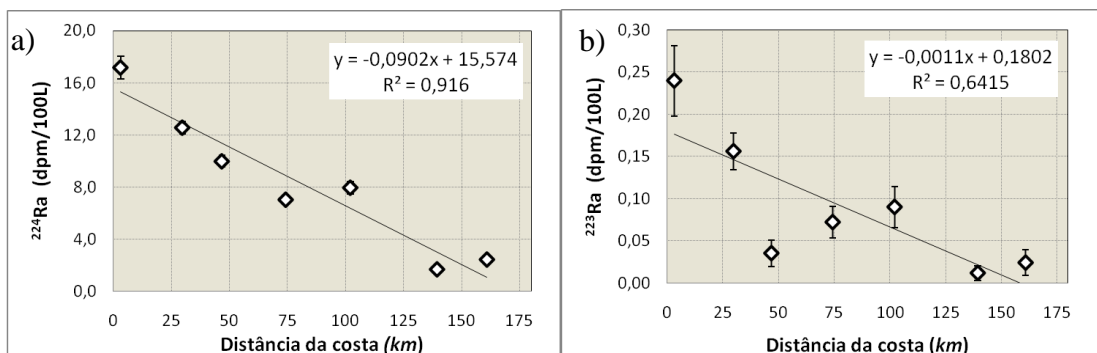


Figura 22. Atividades de (a) ^{224}Ra e (b) ^{223}Ra ao longo do transecto próximo ao farol do Albardão.

O modelo apresentado assume a inexistência de qualquer aporte adicional, exceto o costeiro. Porém, apesar de a distribuição de radioisótopos (^{224}Ra e ^{223}Ra) nesse transecto demonstrar um gradiente negativo da atividade de ^{224}Ra e ^{223}Ra , com o afastamento do continente, próximo aos 100 km de distância da costa (Figura 22), foi identificada atividade dos mesmos radioisótopos relativamente elevada, indicando, assim, a existência de aportes de água subterrânea além do costeiro.

A ocorrência de processo advectivo, de forma preponderante dos 50 aos 100 km (Figura 22b), somada ao fato de que o contorno da depressão do Paleocanal do Albardão estipulado por Campos *et al.* (2009) inicia-se a exatamente 50 km da costa, enquanto sua margem leste alcança 90 km da costa, corrobora a hipótese apresentada no Capítulo I, isto é, a de que há advecção de água subterrânea de fundo na plataforma continental, oriunda do Paleocanal do Albardão. Entretanto, a presença de processos advectivos em detrimento dos difusivos viola as condições estipuladas para a aplicação da metodologia descrita por Moore (2000), inviabilizando sua aplicação ao longo de todo o transecto. Desse modo, para prosseguir com a estimativa do fluxo de radioisótopos de origem costeira, foi necessário utilizar as medidas de radioisótopos apenas até os 50 km, distância na qual se pôde assegurar que o processo é totalmente difusivo.

Para que os aportes de fundo também sejam ignorados, Moore (2000) sugere uma avaliação prévia da pycnoclina local. A Figura 23 ilustra a variação do sigma-t (σ_t) ao longo do transecto em estudo. Nela demonstra-se que as amostragens de radioisótopos foram realizadas todas dentro da isolinha de 23 σ_t . A estratificação vertical isola as águas superficiais das águas de fundo, exceto perto da costa, excluindo, assim, a advecção de água de fundo.

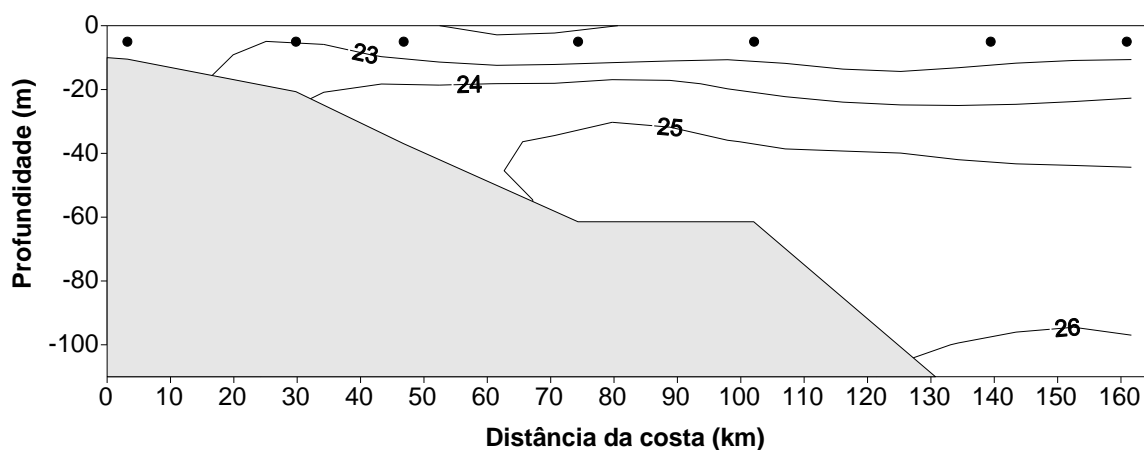


Figura 23. Isolinhas de sigma-t (σ_t) para o transecto em direção *offshore* e os pontos de amostragem.

Quando se trabalha com radioisótopos de curta-vida a constante de decaimento (λ) deve ser incluída nos cálculos (Apêndice 2), uma vez que o tempo de meia-vida desses isótopos é pequeno ^{224}Ra (3,66 dias, λ : 0,1894 dia⁻¹) e ^{223}Ra (11,4 dias λ : 0,0608 dia⁻¹), podendo influenciar a constante de difusão. Como o termo referente à advecção deve ser desconsiderado, temos (Equação 6):

$$\left(\frac{dA}{dt} \right) = \left(Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} \right) - \lambda A \quad \text{Equação 6}$$

Ao considerar o sistema em estado estacionário, o termo acumulação é assumido como constante e sua derivada é igual a zero. Deve-se considerar que quando a distância da costa (x) for igual a zero, $A_x = A_0$. Sendo a difusão o processo dominante, a atividade ao longo do transecto tenderá a zero e a distância da costa (x), ao infinito.

$$A_x = A_0 \exp \left[-x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \right] \quad \text{Equação 7}$$

onde A_x é a atividade a uma determinada distância da costa, A_0 é a atividade à distância zero da costa e λ é a constante de decaimento. Cabe salientar que tal aproximação só é possível se o processo dominante for de difusão e se considerado o sistema em estado estacionário.

$$\ln A_x = \ln A_0 - x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \quad \text{Equação 8}$$

Se Kh é constante e o sistema, estacionário, o Kh pode ser estimado (Equação 9), através da inclinação da reta, obtida pela relação entre o logaritmo neperiano da atividade de ^{223}Ra e a distância da costa (Figura 24).

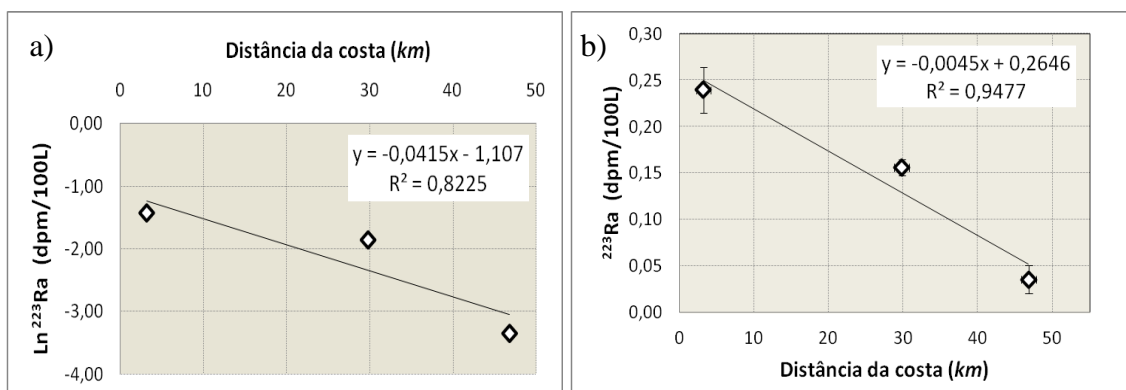


Figura 24. A atividades de ^{223}Ra (a) transformadas em o logaritmo neperiano e (b) ^{223}Ra a em relação a distância da costa (até 50 km).

No caso exemplificado, a inclinação da reta é igual a:

$$m = \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \quad \text{Equação 9}$$

Para a distribuição do $\ln^{223}\text{Ra}$ em um transecto de 50 km da costa, a inclinação, ou *slope*, foi de $0,041 \text{ dpm (100L)}^{-1} \text{ km}^{-1}$, com $R^2=0,82$ (Figura 24a). Assumindo as considerações e as equações recém-apresentadas, o Kh proveniente do ^{223}Ra é $Kh = 35 \text{ km}^2\text{d}^{-1}$ ou $409 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. O valor encontrado é ligeiramente mais elevado do que o estipulado por Moore (2000); contudo, o autor em estudo encontrou valores entre 360 e

420 m^2s^{-1} no Atlântico Sul, entre os rios *Savannah* e *Cape Fear*. Ele sugere que o Kh aumenta em maiores escalas de comprimentos e que tais diferenças também podem ser explicadas pelas condições oceanográficas. Por exemplo, no verão (período em que o transecto do presente estudo foi realizado), o Kh geralmente é mais elevado, pelo fato de ser um período que antecede os meses chuvosos, aumentando a diluição e, conseqüentemente, o coeficiente de difusão.

O fluxo de radioisótopos pode ser estimado a partir do produto da inclinação da reta, obtido mediante o gradiente de rádio *offshore* (Figura 24b) pelo Kh . A inclinação da reta relativa ao gradiente *offshore* apresentado pelo ^{223}Ra é $0,045 \text{ dpm (100L)}^{-1} \text{ km}^{-1}$. Para $Kh = 35 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$, o fluxo *offshore* de ^{223}Ra é $1,59 \cdot 10^9 \text{ dpm km}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (detalhes adicionais podem ser visualizados nos Apêndices 6, 6.1 e 6.2). A estratificação apresentada pelas picnoclinas (Figura 23) demonstra que as águas da camada superficial até 10 m de profundidade estão isoladas dos aportes de radioisótopos oriundos do fundo. Sendo assim, tem-se um fluxo *offshore* de radioisótopos proveniente da costa de $1,59 \cdot 10^7 \text{ dpm km}^{-1} \text{ d}^{-1}$. Assumindo tratar-se de um fluxo médio ao longo dos 220 km da linha da costa (desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até o Chuí); o fluxo total estimado, requerido para que o balanço de rádio permaneça inalterado no sistema, é de $3,5 \cdot 10^9 \text{ dpm d}^{-1}$ (Figura 25).

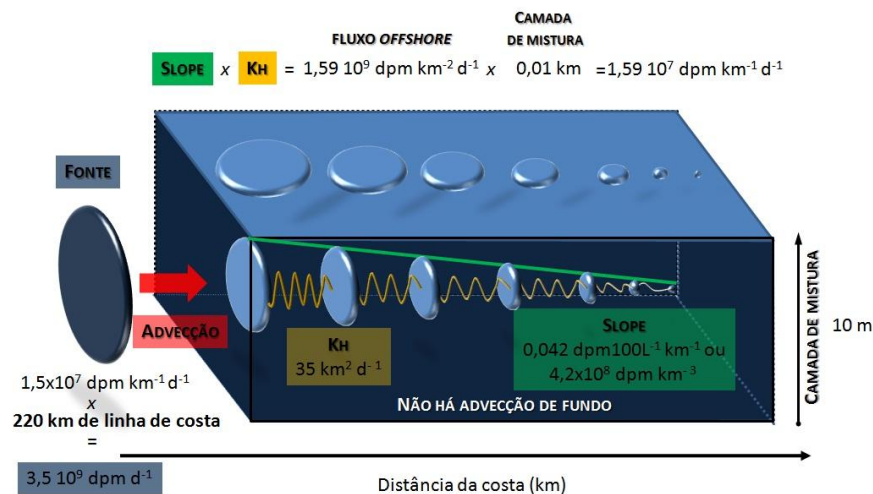


Figura 25. Fluxo de radioisótopos necessário para que o sistema se mantenha inalterado.

5. CONCLUSÕES

Uma vez que a salinidade não apresenta correlação com a distância da desembocadura da Lagoa dos Patos ou do Rio da Prata e que não existem fontes óbvias de águas doces superficiais, é possível concluir que a descarga de água subterrânea é a responsável por reduzir a salinidade ao longo da costa.

As atividades de radioisótopos na zona costeira, desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Uruguai, apresentam algumas variações, relacionadas com a permeabilidade, a vegetação de cobertura local e as oscilações de maré, seja meteorológica ou astronômica. Apesar das variações elencadas, as séries temporais de radioisótopos demonstraram, para os três locais avaliados, taxas de advecção bastante semelhantes (média: $2,17 \pm 0,2 \text{ cm d}^{-1}$).

O gradiente de radioisótopos ao longo do transecto em direção *offshore* apresentou comportamento difusivo até os 50 km da costa e, a partir daí até os 100 km, demonstrou predominância de processos advectivos. O comportamento, além de confirmar a ocorrência de advecção de água subterrânea na plataforma e sua relação com a depressão existente na plataforma da região do Albardão (Paleocanal do Albardão), possibilitou o cálculo da taxa de difusão dos radioisótopos no sentido costamar, nos primeiros 50 km.

A taxa de difusão, por sua vez, proporcionou a estimativa do fluxo total do isótopo natural de ^{223}Ra requerido ($3,5 \cdot 10^9 \text{ dpm d}^{-1}$) para a manutenção do gradiente ao longo do percurso continente-oceano. No entanto, ainda fazem-se necessários estudos complementares para a quantificação e a avaliação da importância do transporte subterrâneo na produtividade primária da região costeira do extremo sul do Brasil.

CAPÍTULO III

***ESTIMATIVA DA DESCARGA DE ÁGUAS
SUBTERRÂNEAS (SGD) PARA A REGIÃO COSTEIRA DO
SUL DO BRASIL***

RESUMO

A descarga de água subterrânea (SGD) pode promover importante aporte de elementos químicos do continente em direção ao oceano, especialmente em regiões que apresentam aquíferos costeiros, como é o caso da região costeira do sul do Brasil (RCSB). No presente trabalho, a SGD foi estimada, para a RCSB, com base na utilização de traçadores geoquímicos naturais (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra) para três distintos cenários meteorológicos. De posse da SGD e de suas componentes, estimadas pelo balanço de sal, as mesmas foram devidamente associadas às concentrações de nutrientes obtidas na região, resultando no fluxo subterrâneo de nutrientes para a RCSB. Embora ao longo do trajeto da água subterrânea (continente-mar) ocorram diversos processos de transformação, adição e remoção de nutrientes, a recirculação da água salgada mostrou-se extremamente necessária para a manutenção do estuário subterrâneo e essencial para o incremento do potencial da produção primária na zona de surfe, via água subterrânea. Mediante relações molares (16N:106C), conclui-se que a descarga subterrânea de nutrientes para a RCSB apresenta elevado potencial produtivo ($2800 \text{ gCm}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e deve ser definitivamente incluída no balanço de massa da região, uma vez que apresenta um potencial produtivo de 7 a 32 vezes maior quando comparado a outras regiões onde essa estimativa foi realizada.

Palavras-chave: radioisótopos; descarga de água subterrânea (SGD); nutrientes; potencial de produtividade.

ABSTRACT

Submarine Groundwater Discharge (SGD) may lead to an important flow of chemical elements from the continent towards the ocean, mainly in regions where there are coastal aquifers, such as the coastal region in southern Brazil (CRSB). This study estimated the SGD for the CRSB by employing natural geochemical tracers (^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra) in three different meteorological scenarios. After the SGD and its components were estimated by the salt balance, they were associated with the nutrient concentration found in the region, resulting in estimates of the nutrient subterranean flow to the CRSB. Although there are several nutrient transformation, addition and removal processes along the trajectory of the SGD (continent-sea), the recirculation of sea water is extremely necessary for the maintenance of the subterranean estuary. This flow is also essential for the increase of the potential of primary production in the surf zone through the SGD. Calculations based on molar ratios (16N:106C) led to the conclusion that the marine discharge of nutrients to the CRSB promotes high productive potential ($2800 \text{ gCm}^{-2} \text{ year}^{-1}$). This must definitely be included in the mass budget of the region since its productive potential is 7 to 32 times higher than the other regions where this estimate was also carried out.

Key words: radioisotopes; Submarine Groundwater Discharge (SGD); nutrients; productivity potential

1. INTRODUÇÃO

A descarga de água subterrânea (SGD) vem sendo reconhecida como importante elo entre o continente e o oceano (Niencheski *et al.*, 2007). Esse fluxo tem-se apresentado significativo, seja na forma de água doce ou salgada recirculada. A descarga de água subterrânea é complementar aos aportes continentais superficiais; mesmo sendo quantitativamente menor, o que torna a sua detecção e quantificação difícil (Santos *et al.*, 2008c), estas descargas ocorrem ao longo de áreas muito extensas. Dessa forma, a descarga total de água subterrânea pode ser significativa.

Estes fluxos de água, oriundos do continente ou da água do mar recirculada, interagem com o solo e formações geológicas, reagindo com elementos presentes nos sedimentos, solubilizando-os e terminando por incorporá-los em sua composição. Essas reações podem aumentar substancialmente as concentrações de diversos elementos em questão nas águas subterrâneas, tornando-as muito mais enriquecidas quando comparadas às águas superficiais (Cable *et al.*, 1996; Windom *et al.*, 2006; Kroeger *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 2008a,b; Andrade, 2010). Dessa maneira, a SGD, mesmo com um fluxo reduzido, quando comparado às importantes descargas superficiais, pode ser uma fonte significativa de constituintes, do ponto de vista biogeoquímico para a zona costeira (Valiela *et al.*, 1990; Dulaiova *et al.*, 2006).

Nos últimos anos, a descarga de água subterrânea diretamente para o oceano foi documentada (Moore 2000; Moore & Krest, 2004; Windom *et al.*, 2006; Niencheski *et al.*, 2007; Moore & Oliveria, 2008; Burnett *et al.*, 2008, Santos *et al.*, 2011), embora ainda existam grandes dificuldades de quantificar seu fluxo total, devido às inúmeras variações temporais e espaciais que devem ser avaliadas em conjunto, entre as quais, o regime de maré, as diferenças no gradiente hidráulico em função de distintos períodos

hidrológicos (Michael *et al.*, 2005) e as diferenças nas propriedades físicas e químicas dos sedimentos costeiros (Moore, 1999; Burnett *et al.*, 2001; Taniguchi *et al.*, 2002; Dulaiova *et al.*, 2006).

O aumento do interesse em estudos relacionados à eutrofização costeira, em todo o mundo, reflete o aumento da incidência do fenômeno como um dos principais integrantes do ecossistema costeiro. O aporte de nutrientes para as zonas costeiras pode resultar em um excessivo crescimento fitoplanctônico e, conseqüentemente, levar a eventos de eutrofização indesejáveis. É por isso que, entre os diversos compostos químicos impulsionados pela SGD para a costa, é dada especial atenção à liberação de nutrientes. (Slomp & Cappellen, 2004). A compreensão adequada da magnitude e a avaliação dos fluxos de nutrientes como nitrogênio e fósforo associadas à SGD são necessárias ao entendimento dos processos biogeoquímicos na região costeira oceânica (Garcia-Solana, 2009).

Existem diferentes métodos para quantificar descargas de água subterrânea, cada um com suas vantagens: modelagem, que inclui cálculos de balanço hidrológico; medidas diretas, restritas ao uso de câmaras bentônicas, também denominadas medidores manuais tipo *seepage*; medidas indiretas, como o mapeamento da resistividade/condutividade e da transmissão de calor e através do uso de traçadores geoquímicos naturais (Teixeira, 2004; Burnett *et al.*, 2006; Andrade *et al.*, 2008).

Os radionuclídeos, especialmente os ^{226}Ra ; ^{228}Ra ; ^{223}Ra ; ^{224}Ra e ^{222}Rn , têm sido utilizados com sucesso nas últimas duas décadas, em uma série de estudos para a avaliação da SGD. Os elementos citados são considerados traçadores geoquímicos naturais de águas subterrâneas, pois além de serem encontrados enriquecidos na água subterrânea, são conservativos (Dulaiova *et al.*, 2006).

Diversos estudos utilizaram isótopos de rádio como traçadores, informando a respeito da quantidade e dos efeitos da SGD (Moore, 1996; Moore, 2000; Burnett *et al.*, 2008; Niencheski *et al.*, 2007; Povinec *et al.*, 2008). Outros trabalhos também utilizaram isótopos de rádio para estudar a SGD e o tempo de residência agregado a essas águas (Krest & Harvey, 2003; Charette *et al.*, 2001; Kelly & Moran, 2002; Moore & Oliveira, 2008). O radônio (^{222}Rn), da mesma forma, se apresenta como excelente traçador da SGD, em estudos realizados em locais abrigados, como lagoas e enseadas, onde a influência do vento não é uma forçante preponderante (Burnett *et al.*, 2002; Burnett & Dulaiova, 2003; Santos *et al.*, 2008c).

No presente trabalho, a SGD foi estimada com base na relação entre os isótopos de rádio (^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra), devido ao ambiente de estudo constituir uma área com alta hidrodinâmica e intensa influência de ventos.

1.1. Descarga de águas subterrâneas (SGD) na região costeira do sul do Brasil

A região costeira do sul do Brasil representa uma área privilegiada pelo grande número de lagoas, destacando-se em volume de água a laguna dos Patos e o complexo lagunar Mirim-Mangueira. Tal condição, a torna objeto de extremo interesse para estudos dos fluxos subterrâneos, uma vez que as lagunas e lagoas em questão são separadas do Oceano Atlântico por uma estreita barreira de sedimentos permeáveis, o que favorece o escoamento de água doce subterrânea para o mar e a recirculação de água salgada através dos mesmos sedimentos.

Na restinga da Lagoa dos Patos, foi evidenciado o transporte de água subterrânea e, mediante a utilização de isótopos naturais de meia-vida longa (^{226}Ra e ^{228}Ra), foi calculada uma descarga de água subterrânea em direção ao mar de $8,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ dia}^{-1}$ (Windom *et al.*, 2006; Niencheski *et al.*, 2007). Os estudos mencionados ainda

estimaram a carga de nutrientes (PO_4^{3-} ; SiO_4^{4-} ; NH_4^+ ; NO_2^- ; NO_3^-) e ferro dissolvido carregados, via água subterrânea, para regiões costeiras e oceânicas. Os autores demonstraram que os fluxos subterrâneos fornecem importante carga desses elementos para a zona costeira e oceânica adjacente à restinga aqui considerada. Niencheski *et al.* (2007) estimaram também que o aporte subterrâneo de nitrogênio é capaz de sustentar uma taxa de produção primária de aproximadamente $3000\text{g C m}^2\text{ano}^{-1}$.

Outra lagoa dessa região que vem despertando interesse da comunidade científica é a Mangueira, situada ao sul da Lagoa dos Patos. Suas águas conectam-se às da Lagoa Mirim e são conjuntamente utilizadas para pesca, recreação e irrigação das lavouras de arroz, sendo a última uma das principais atividades econômicas da região. Cabe salientar que a Lagoa Mangueira apresenta teores de nutrientes mais elevados do que as demais da região e que ela não recebe tributários; sendo assim, suas fontes de recarga são as águas da chuva e os aportes subterrâneos (Attisano *et al.*, 2008).

Os fatores citados estimularam estudos de quantificação dos fluxos de água subterrânea e nutrientes que abastecem a Lagoa Mangueira. Santos *et al.* (2008b) estimaram a taxa de advecção da água subterrânea para essa lagoa, em dois períodos hidrológicos distintos, mediante a utilização de radônio (^{222}Rn). Na sequência, Andrade *et al.* (2008) estimaram os fluxos de nutrientes e metais que atingem essa lagoa, demonstrando que o enriquecimento e a manutenção desses elementos nas suas águas superficiais, estão diretamente relacionados aos aportes subterrâneos e à lixiviação dos compostos utilizados em fertilizantes na orizicultura da região.

Há evidências de que a restinga que separa a Lagoa Mangueira do oceano também possibilita a advecção de água subterrânea em direção ao oceano (nas proximidades do farol do Albardão), uma vez que a referida barreira também é constituída de sedimentos permeáveis e, quando avaliadas estações costeiras oceânicas,

desde o farol do Chuí até o farol Conceição, ao longo das quatro estações do ano, os valores médios das concentrações de nutrientes na região do Albardão estiveram sempre muito próximos ou superiores à média geral das estações analisadas no ambiente oceânico costeiro. Mesmo quando as concentrações em Rio Grande (próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos) ou Chuí (próximo à desembocadura do Rio da Prata) estavam baixas, as concentrações na região do Albardão se mantiveram estáveis (Attisano *et al.*, 2008). Dessa forma, ficou evidente que a região do Albardão é alimentada durante o ano todo por uma fonte independente das oscilações das descargas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos.

O presente estudo tem como objetivo avaliar os processos de mistura das águas subterrâneas na região costeira do extremo sul do Brasil e sua sazonalidade, além de estimar a carga de nutrientes exportada, associada aos fluxos de água subterrânea (calculados a partir de traçadores geoquímicos naturais - ^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra) e avaliar a disponibilidade de nutrientes para a produção primária na zona costeira.

2. METODOLOGIA

Apesar de saber que a descarga de água subterrânea para a região costeira desde a desembocadura da Lagoa dos Patos até as proximidades do Uruguai apresenta algumas variações relacionadas à permeabilidade dos sedimentos e à vegetação de cobertura local. Com vistas à obtenção de um parâmetro geral em relação à SGD, foi realizado um estudo preliminar do local, cujo foco dirigiu-se à descarga de água subterrânea, para diferentes cenários meteorológicos e, posteriormente, a SGD foi extrapolada para toda a área compreendida desde os molhes do Rio Grande até as proximidades dos molhes do Chuí. Uma breve descrição dos diferentes cenários meteorológicos pode ser visualizada no Apêndice 1.

Para tanto, foram realizada a determinação das atividades de isótopos naturais de rádio (^{223}Ra , ^{224}Ra e ^{226}Ra) em diversos pontos, quais sejam, poços permanentes amostrados na costa (Jan/07); poços piezométricos amostrados na praia (Jan/07, Maio/08, Set/08 e Jul/09); coleta de água superficial na zona de surfe adjacente (Jan/07, Maio/08, Set/08 e Jul/09) e também em transecto em direção *offshore* (Fev/07).

Tendo em vista o posterior cálculo dos fluxos de nutrientes associados à SGD e a sua contribuição para a produtividade costeira, também foram obtidas medidas de parâmetros físico-químicos e nutrientes. O detalhamento sobre as metodologias utilizadas, inclusive a determinação dos isótopos de rádio, pode ser encontrado no Capítulo II, *item 3*, bem como a localização dos pontos amostrais.

2.1. Estimativa da descarga de águas subterrâneas (SGD)

Os cálculos utilizados para a estimativa da SGD são baseados nos estudos de Moore (2000), Windom *et al.* (2006), Niencheski *et al.* (2007) e Peterson *et al.* (2008), e serão descritos e discutidos ao longo do presente trabalho.

2.2. Fluxos de nutrientes provenientes da descarga de águas subterrâneas (SGD) na região costeira do sul do Brasil

Estudos quantitativos de SGD associada a nutrientes em áreas costeiras têm sido realizados em algumas regiões do mundo (Krest *et al.*, 2000; Kelly & Moran, 2002; Burnett *et al.*, 2007; Niencheski *et al.*, 2007; Santos *et al.*, 2008; Senal *et al.*, 2011; Waska & Kim, 2011).

De acordo com as informações existentes, aportes de SGD associados a nutrientes podem desempenhar um papel importante na regulação da disponibilidade de nutrientes, na diversidade de espécies e na produção primária na zona costeira (Moore & Shaw, 1998; Slomp & Van Cappelen, 2004).

Garcia-Solana (2009) relata que o fluxo de nutrientes associado à SGD é usualmente estimado mediante o produto da concentração dos elementos dissolvidos nas águas subterrâneas com o fluxo da SGD. Até 2007, para realizar tal estimativa, assumia-se que o transporte através da zona de mistura do estuário subterrâneo era conservativo, desconsiderando, assim, a contribuição da recirculação da água do mar. No entanto, em face do modelo conceitual proposto por Niencheski *et al.* (2007), ao calcular F3 (fluxo referente à recirculação da água do mar), a recirculação de nutrientes, que havia sido ignorada, é incorporada ao sistema, resultando em uma melhor compreensão dos processos biogeoquímicos na zona de mistura.

3. RESULTADOS & DISCUSSÕES

3.1. *Estimativa da descarga de águas subterrâneas (SGD)*

Diferentes modelos baseados no balanço de massa do rádio foram propostos para quantificar a descarga de águas subterrâneas para a região costeira oceânica (Moore, 2000; Burnett *et al.*, 2006; Moore, 2006a,b; Windom *et al.*, 2006; Peterson *et al.*, 2008; Garcia-Solana, 2009 entre outros).

O presente trabalho apresenta dois modelos diferentes para a estimativa da SGD. Para a aplicação do modelo apresentado a seguir, faz-se necessário o conhecimento do tempo de residência, o qual está baseado nas relações entre os isótopos ^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra . Já o segundo modelo, apresentado no Apêndice 6, fundamenta-se na constante de difusão dos isótopos de curta-vida (^{224}Ra e ^{223}Ra), a qual é associada ao gradiente das atividades do isótopo de longa-vida (^{226}Ra) ao longo do transecto em direção *offshore*.

A seguir serão apresentadas algumas considerações relevantes para que se possa estimar a SGD.

3.1.1. *Considerações importantes*

Antes de estimar a SGD, é necessário o conhecimento de alguns termos indispensáveis para tal aproximação. Nos itens a seguir, os termos mencionados serão descritos junto à dificuldade de obtenção dos mesmos e a importância deles para a estimativa da descarga de água subterrânea à zona de surfe (SGD).

3.1.1.1. *End-member*

Sabe-se que grande parcela dos elementos químicos – inclusive dos radioisótopos – encontrados no oceano é de origem continental e que, através da SGD, as águas subterrâneas atingem as regiões costeiras marinhas que ainda possuem

elevadas concentrações de radioisótopos. No entanto, essas atividades se reduzem gradativamente ao longo de seu percurso por processos de difusão. Pode-se conjecturar que, se a distância da costa tendesse ao infinito, as atividades dos radioisótopos tenderiam a zero, desde que não houvesse qualquer processo de advecção de água subterrânea ao longo do percurso (Moore, 2000).

Os diferentes métodos utilizados para a estimativa da SGD baseiam-se nas condições de contorno e necessitam, em geral, do cálculo do balanço de fluxo dos isótopos de rádio, desde o continente até o mar. Sendo assim, se faz necessário conhecer os termos extremos do ambiente a ser estudado, também conhecidos como *end-members*, os quais se referem à: (1) atividade desse elemento nas águas continentais, ou seja, a atividade inicial do sistema (fonte) e, (2) atividade final, apresentada pelos elementos em questão quando a água subterrânea atinge o mar.

Para os isótopos de rádio, torna-se relativamente simples encontrar o *end-member* referente à atividade final, uma vez que ele pode ser medido como qualquer outra amostra. No entanto, a busca do *end-member* ideal referente à atividade inicial é umas das mais desafiadoras etapas para a estimativa da SGD, uma vez que os isótopos de rádio apresentam-se adsorvidos ao material particulado em suspensão na água doce ou, no caso das águas subterrâneas, adsorvidos aos grãos de sedimento. Porém, nas águas continentais (salinidade próxima a zero), onde se deveria obter a máxima atividade de rádio, a mesma não é passível de ser medida em água, o que ocorrerá apenas quando o rádio adsorvido ao sedimento, em água doce, encontra-se com a água salgada. Somente então o rádio é liberado, ou seja, dessorvido por troca iônica com cátions, preferencialmente sódio, cálcio e magnésio, permitindo a medida em água. (Teixeira, 2004).

Devido a essa particularidade apresentada pelo rádio, a busca do *end-member* ideal nem sempre é fácil e, por isso, costuma-se fazer várias medidas durante uma campanha amostral e posteriormente trabalhar com os dados obtidos para alcançar o valor ideal desse *end-member*. Para tanto, foram realizadas dez amostragens, sendo duas delas medidas em poços permanentes, onde as salinidades encontradas foram 0,2 (a 20 km ao sul da Lagoa Mangueira, 200 km da desembocadura da Lagoa dos Patos) e 0,6 (a 100 km da desembocadura da Lagoa dos Patos). As outras oito amostragens foram realizadas na região de praia e os valores de salinidade estiveram compreendidos entre 6 e 27. Das oito amostragens de água subterrânea na região de praia, quatro foram no mesmo local, onde as profundidades variaram de 1 a 3 metros (Tabela 1).

Tabela 1. Atividade de rádio em águas subterrâneas costeiras (*End-member*). Dados obtidos em janeiro de 2007.

	Lat (gg°,gg)	Long (gg°,gg)	Prof. <i>m</i>	Salinidade	^{223}Ra <i>dpm 100L⁻¹</i>	Erro	^{224}Ra <i>dpm 100L⁻¹</i>	Erro	^{226}Ra <i>dpm 100L⁻¹</i>	Erro
1	-33,11	-52,64	2,00	0,20	0,27	0,18	44,49	3,38	3,10	0,59
2	-33,60	-53,34	9,00	0,60	0,47	0,12	42,96	2,21	19,76	0,55
3	-33,53	-53,08	2,00	6,00	7,88	1,28	366,14	15,92	26,79	1,32
4	-33,53	-53,08	2,50	10,80	4,27	0,85	179,62	10,03	29,16	1,88
5	-33,53	-53,08	3,00	11,30	6,13	0,80	244,09	9,16	22,76	1,21
6	-33,66	-53,25	1,00	15,80	4,19	0,57	185,49	7,66	11,71	0,80
7	-33,11	-52,63	1,00	18,10	4,61	0,76	188,90	8,40	18,10	0,65
8	-33,55	-53,11	1,00	20,20	3,60	0,66	107,95	6,59	18,46	1,10
9	-33,53	-53,08	1,00	26,90	1,68	0,40	100,74	5,48	16,41	1,49
10	-33,53	-53,08	1,00	27,30	1,74	0,50	71,53	5,55	13,98	1,01

De posse das atividades, serão apresentadas duas estratégias passíveis de ser utilizadas para a estimativa do *end-member* (continente) a partir de dados representativos para a região em estudo. São elas: (1) intersecção de retas concorrentes e (2) extrapolação da reta.

3.1.1.1.1. Intersecção de retas concorrentes

A primeira estratégia aplicada foi o uso da intersecção de retas concorrentes como ferramenta para estimar o *end-member* local ideal. Foram utilizadas as atividades de ^{223}Ra e ^{224}Ra medidas na zona de surfe em Jan/07 e no transecto em direção *offshore* realizado em Fev/07 em função da salinidade para compor uma reta referente aos dados do mar (Figuras 2 e 3). Os dados de água subterrânea, tanto da região de praia quanto dos poços permanentes (Tabela 1), foram utilizados para compor a reta dos *end-members* relativa à salinidade.

Considerando que na direção *offshore* as atividades de rádio tendem a diminuir, devido à sua difusão nas águas marinhas, tem-se uma reta com inclinação negativa (Figuras 1 e 2). Já a reta referente aos *end-members* apresenta inclinação positiva uma vez que, em salinidade igual ou muito próxima a zero, observa-se uma baixa atividade de rádio, em função da sua adsorção às partículas de sedimento; e ainda que apenas com o encontro das águas salinas o rádio é dessorvido, aumentando, conseqüentemente, a sua atividade em água.

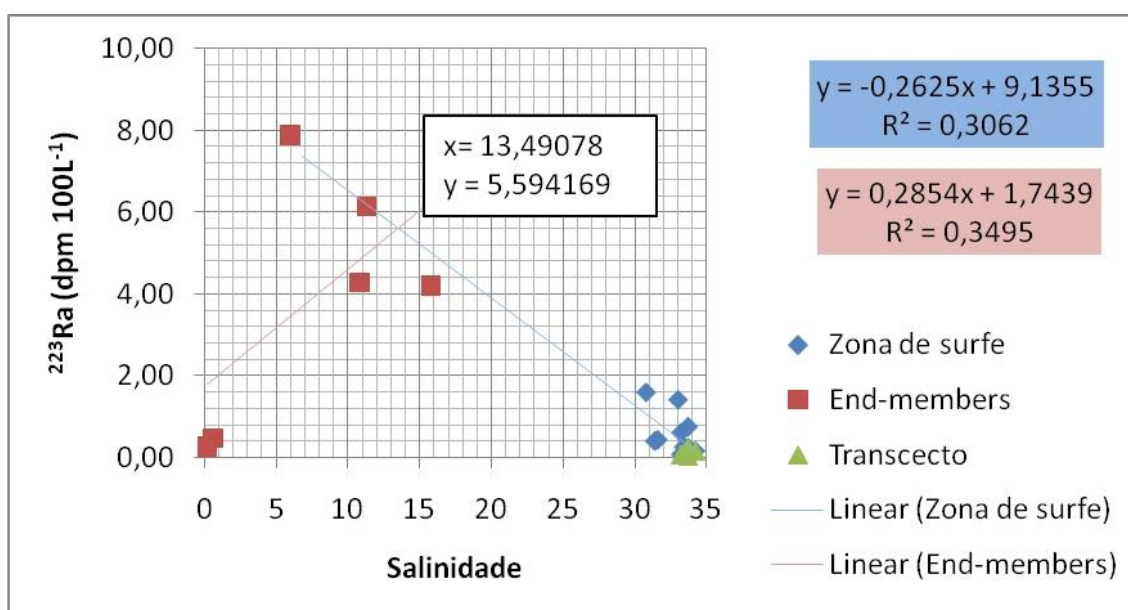


Figura 1. Intersecção entre as retas das atividades de ^{223}Ra nas amostras de água costeira e de mar com as amostras de águas subterrâneas (piezômetros).

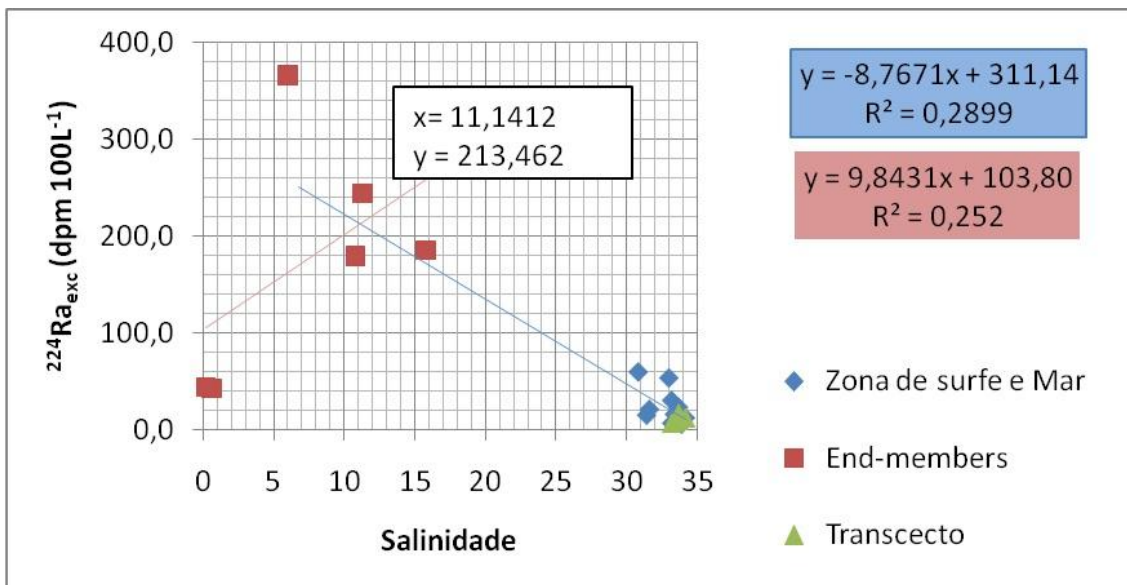


Figura 2. Intersecção entre as retas das atividades de ^{224}Ra nas amostras de água costeira e de mar com as amostras de águas subterrâneas (piezômetros).

Conforme se pode ver, as retas geradas apresentam inclinações opostas e haverá um momento, em uma determinada salinidade, no qual uma reta interceptará a outra. Adotando tal estratégia, o ponto de intersecção entre as duas funções determinará o valor do *end-member*, o qual pode ser utilizado para os cálculos da SGD. Seguindo a metodologia adotada, obteve-se para ^{223}Ra (5,6 dpm 100 L⁻¹; salinidade 13) e ^{224}Ra (213,4 dpm 100 L⁻¹; salinidade 11).

3.1.1.1.2. Extrapolação da reta

Outra estratégia que pode ser utilizada para estimar o *end-member* a ser aplicado no cálculo da SGD dá-se por meio da extrapolação da reta, com a qual se pode calcular a concentração efetiva dos isótopos de rádio. A referida concentração corresponde à concentração em potencial, ou seja, à máxima concentração que esse elemento poderia apresentar em água, caso em salinidade zero os isótopos de rádio não se apresentassem adsorvidos ao sedimento.

Para tanto, a reta em análise foi composta por todos os dados de água subterrânea, nos quais o rádio já pode ser considerado dessorvido das partículas (Tabela 1). Sendo assim, foram excluídos os dados dos poços permanentes (salinidade 0,2 e 0,6), onde as atividades ainda estavam muito baixas, indicando, assim, uma alta adsorção do elemento rádio às partículas.

Com isso, obteve-se uma reta com inclinação negativa (Figuras 3, 4 e 5), que, quando extrapolada à salinidade zero, indica a concentração efetiva do rádio, ou seja, a atividade máxima de rádio que deveria ter na água subterrânea de salinidade zero, se esse elemento não estivesse adsorvido às partículas.

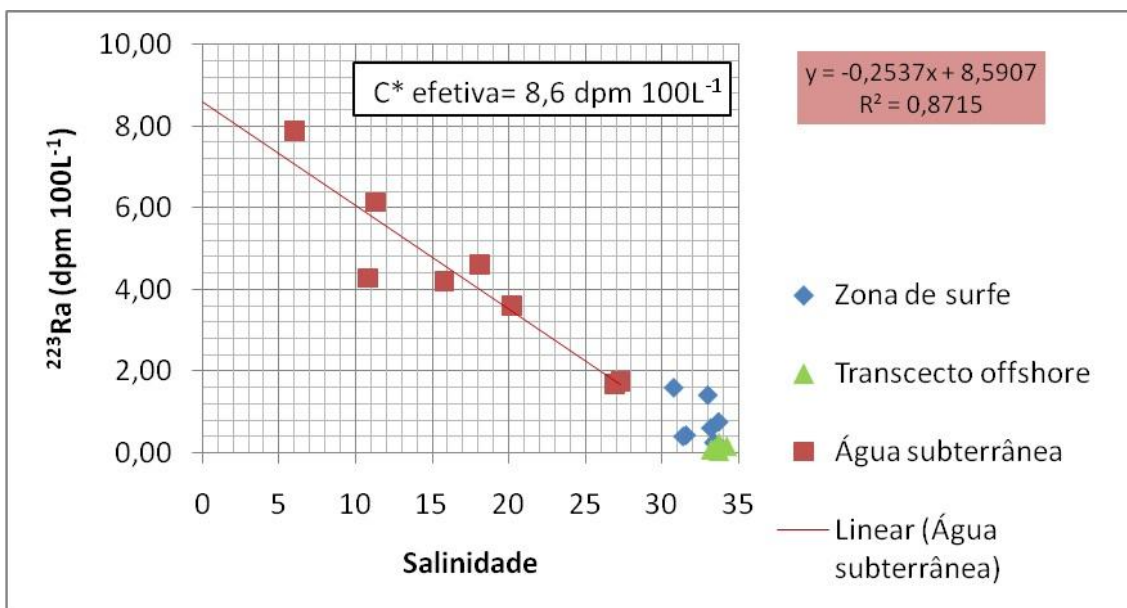


Figura 3. Concentração efetiva para ^{223}Ra , calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.

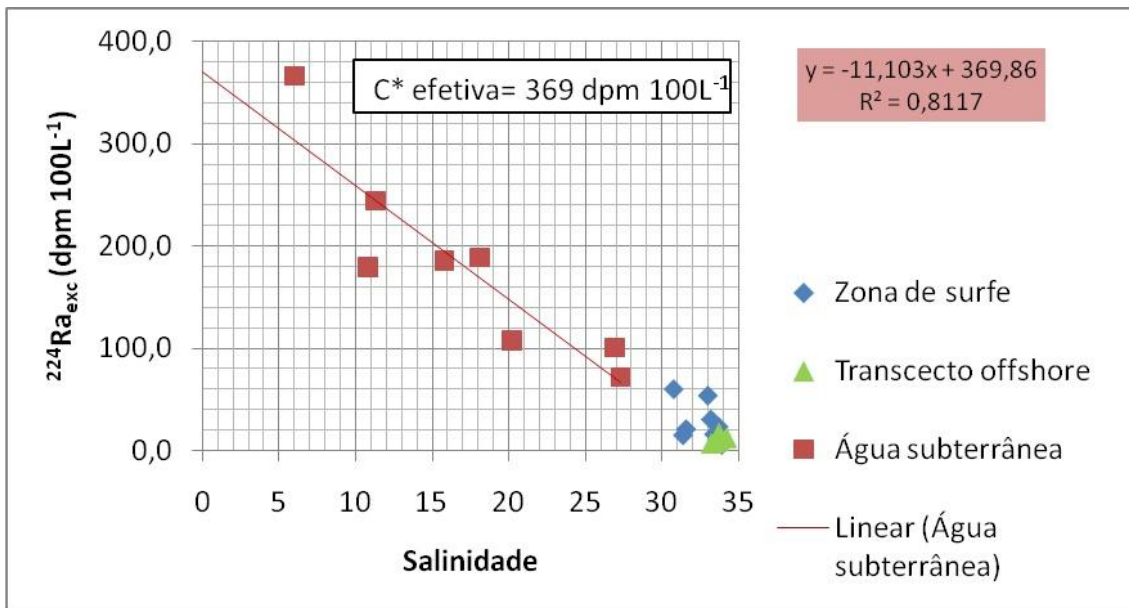


Figura 4. Concentração efetiva para ^{224}Ra , calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.

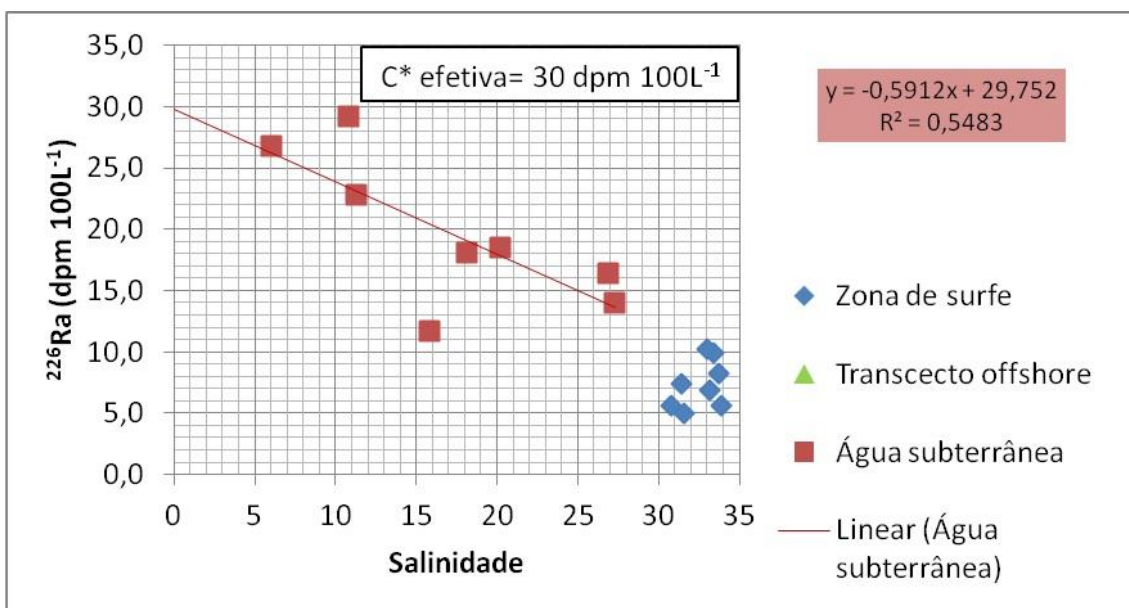


Figura 5. Concentração efetiva para ^{226}Ra , calculada a partir das atividades encontradas na água subterrânea da região de praia.

As atividades máximas dos radioisótopos encontradas foram $^{223}\text{Ra} = 8,6$ dpm 100 L⁻¹; $^{224}\text{Ra} = 369$ dpm 100 L⁻¹ e $^{226}\text{Ra} = 30$ dpm 100 L⁻¹, valores utilizados na sequência dos cálculos para a estimativa da SGD, visto que, além de incluir o ^{226}Ra , evitam superestimação dos resultados.

3.1.1.2. Tempo de residência

O tempo de residência é um parâmetro importante em processos costeiros, porém, muitas vezes, de difícil determinação (Rapaglia *et al.*, 2010). O tempo de residência, no presente estudo, pode ser descrito como o tempo gasto para uma dada porção de água continental deixar um corpo de água e alcançar as águas do mar (Moore *et al.*, 2006).

Somente quando há uma grande quantidade de dados disponíveis, incluindo a amplitude das marés, a velocidade e a direção do vento, as correntes e a geometria da bacia, é possível desenvolver modelos hidrodinâmicos para determinar o tempo de residência (Rapaglia *et al.*, 2010). Eles podem ser complicados e/ou incompletos e a aquisição dos dados necessários pode ser difícil e onerosa. Além disso, se as medidas não forem realizadas em tempo real, as incertezas agregadas a tais modelos podem ser consideravelmente grandes, diminuindo a eficácia dos mesmos (Pougatch *et al.*, 2007).

No entanto, devido ao tempo de decaimento dos radioisótopos naturais, desde que haja um gradiente nas atividades desse elemento, ao longo do percurso avaliado, é possível determinar a idade aparente das águas, ou seja, é possível estimar o tempo decorrido desde que o primeiro rádio entrou no sistema (Moore, 2000; Moore *et al.*, 2006), podendo ser considerado como tempo de residência. Em 2000, Moore descreveu um método para o cálculo da idade aparente das águas a partir das atividades dos radioisótopos. Utilizou, para isso, a razão entre elementos de curta-vida (^{224}Ra , $t_{1/2}$: 3,7 dias) e longa-vida (^{228}Ra , $t_{1/2}$: 5,7 anos), pertencentes à mesma série de decaimento (^{232}Th), alegando que, assim, seriam reduzidas as possíveis variações criadas por diferentes fontes provenientes do isótopo precursor (Moore *et al.*, 2006).

No método criado por Moore, baseado no decaimento exponencial dos radioisótopos (Apêndice 1), utiliza-se: (1) a relação das maiores atividades do gradiente,

relacionadas aos isótopos ^{224}Ra e ^{228}Ra (ΔR_{input}), que seria supostamente a fonte (novas atividades de rádio entrando no sistema); (2) a relação das atividades desses elementos encontradas nas águas superficiais da zona de surfe (ΔR_{final}), as quais são consideradas como ponto final e (3) as constantes de decaimento dos radioisótopos utilizados (λ_{224} e λ_{228}), conforme demonstrado na Equação 10.

$$\left(\frac{{}^{224}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}} \right)_{final} = \left(\frac{{}^{224}\text{Ra}}{{}^{228}\text{Ra}} \right)_{inicial} \times \left(\frac{e^{-\lambda_{224} t}}{e^{-\lambda_{228} t}} \right) \quad \text{Equação 10}$$

No Apêndice 3, encontra-se um passo a passo de como resolver a Equação 10 e chegar à Equação 11:

$$t = \ln \left(\frac{\Delta R_{input}}{\Delta R_{final}} \right) \times \frac{1}{\lambda_{224} - \lambda_{228}} \quad \text{Equação 11}$$

onde, t = a idade aparente das águas, que pode ser comparada ao tempo de residência; ΔR_{input} = a relação entre as atividades médias dos radioisótopos ($^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$), obtida na água subterrânea; ΔR_{final} = a relação entre as atividades médias dos radioisótopos ($^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$) nas águas superficiais da zona de surfe e; λ = as constantes de decaimento dos respectivos isótopos.

O modelo em análise assume que os dois isótopos utilizados na equação são perdidos do sistema por difusão e por decaimento radioativo. Sendo assim, os termos de mistura $\left(\frac{\Delta R_{input}}{\Delta R_{final}} \right)$ e decaimento (λ) são incorporados junto às entradas de rádio, assumindo um sistema em estado estacionário.

Rapaglia *et al.* (2010), todavia, afirmam que qualquer isótopo pode ser utilizado para calcular a idade aparente das águas. Contudo, acreditam que, utilizando o ^{224}Ra ,

isótopo de curta-vida, pode-se calcular a idade aparente das águas com base em um isótopo cujo tempo de desintegração é muito semelhante ao da idade aparente de água. Já Peterson *et al.* (2008) declaram que a incerteza da medida associada aos isótopos de curta-vida (^{223}Ra : ~25%) é muito maior do que a associada aos isótopos de longa-vida (^{226}Ra : ~10%).

Desse modo, como parece não haver um consenso na literatura acerca de qual isótopo é o mais adequado para determinar a idade aparente das águas, no trabalho, ora apresentado, foi utilizada uma média entre todas as relações de isótopos medidos ($^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$; $^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$ e $^{223}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$), na tentativa de minimizar erros.

Com isso, foram estimadas as idades aparentes das águas, ou o tempo de residência para dois cenários meteorológicos distintos (Tabela 2), sendo eles representativos dos períodos de alta e baixa pluviosidade. Visando aos cálculos mencionados, foram utilizados os dados de atividade de radioisótopos de água subterrânea da região de praia (Jan/07), os quais foram associados à atividade de radioisótopos de água superficial da zona de surfe (Jan/07: baixa pluviosidade e Set/08: alta pluviosidade).

Tabela 2. Idade aparente das águas ou tempo de residência médio para os períodos de janeiro de 2007 e setembro de 2008.

IDADE APARENTE DAS ÁGUAS (dias)		
	BAIXA PLUVIOSIDADE*¹	ALTA PLUVIOSIDADE*²
$^{224}\text{Ra}/^{223}\text{Ra}$	2,00	9,14
$^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$	4,25	6,78
$^{223}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$	10,63	3,54
Média	5,63	6,49

*¹AR_{input}= atividade de rádio média na água subterrânea da restinga (jan/07) e AR_{final}= atividade de rádio média na água superficial da zona de surfe (jan/07); *²AR_{input}= atividade de rádio média na água subterrânea-restinga (jan/07) e AR_{final}= atividade de rádio média na água superficial da zona de surfe (set/08).

3.1.1.3. Taxa de advecção

Alguns autores nomeiam a taxa de advecção como a própria SGD. No entanto, no presente trabalho, os dois termos são diferenciados, sendo: (1) a taxa de advecção (ω) a velocidade com que as águas subterrâneas continentais atravessam os sedimentos permeáveis e atingem a região costeira oceânica, expressa em cm dia^{-1} e (2) SGD representa a descarga de água subterrânea de água aportada na região costeira oceânica, expressa em $\text{m}^3 \text{dia}^{-1}$ (item 4.2.3).

Segundo Peterson *et al.* (2008), para calcular a taxa de advecção, é necessário: (1) estimar as atividades iniciais (continente) e (2) finais (zona de surfe) dos isótopos de rádio; (3) extrapolar a atividade média da zona de surfe para a profundidade na qual a coluna de água apresenta-se homogênea, evitando, assim, erros advindos da contribuição de isótopos de rádio provenientes do sedimento e (4) estimar o tempo de residência (item 4.2.1). Uma vez que as quatro etapas estejam realizadas, pode-se estimar a taxa de advecção, utilizando a Equação 12.

$$\text{Taxa de advecção (cm d}^{-1}\text{)} = \left[\frac{Ra_{zs} \cdot P \text{ (m)}}{t_{res} \text{ (dias)} \times Ra_{gw}} \right] \times 100 \quad \text{Equação 12}$$

onde, Ra_{zs} é a média da atividade de rádio na zona de surfe; P é a profundidade no local da amostragem onde a coluna d'água apresenta-se homogênea (1 m); t_{res} é o tempo de residência e Ra_{gw} é a atividade (média ou máxima) de rádio da água subterrânea.

Apesar de este trabalho ter utilizado apenas a camada de água homogênea, a fim de evitar erros agregados à contribuição de isótopos de rádio provenientes do sedimento de fundo, é possível extrapolar a atividade média desses isótopos da zona de surfe para toda a coluna d'água, desde que se conheça o fluxo de difusão do sedimento e que o

mesmo seja subtraído no balanço de rádio. No Apêndice 4, encontra-se o modo como proceder experimentalmente para a quantificação do fluxo de radioisótopos oriundo do sedimento de fundo.

Seguindo as etapas de cálculos apresentadas anteriormente, foi possível obter a taxa de advecção de água subterrânea (cm dia^{-1}) em função das relações entre os isótopos de rádio ^{224}Ra , ^{223}Ra e ^{226}Ra (Tabela 3).

Tabela 3. Estimativa da taxa de advecção expressa em cm d^{-1} para cada radioisótopo e suas relações em período de baixa pluviosidade (Jan/07) e alta pluviosidade (Set/08).

		Baixa pluviosidade			Alta pluviosidade		
		(cm dia^{-1})					
		224/223	224/226	223/226	224/223	224/226	223/226
224	Médio	9,3	4,4	1,7	1,2	1,7	3,2
224	Máximo	3,9	1,8	0,7	0,5	0,7	1,3
223	Médio	9,9	4,6	1,9	3,3	4,5	8,6
223	Máximo	4,0	1,9	0,8	1,3	1,8	3,5
226	Médio	20,4	9,6	3,8	4,3	5,8	11,2
226	Máximo	12,4	5,8	2,3	2,6	3,5	6,7

Os termos Máx e Médio representam se o *end-members* utilizado para cálculo da SGD (equação 12) foi o máximo (extrapolação para $\text{sal}=0$) ou a média entre as amostras de água subterrânea.

Na tentativa de minimizar os erros inerentes a cada relação isotópica, foram calculadas duas médias de taxa de advecção, sendo uma delas a que envolve o cálculo com os *end-members* máximos (Tabela 4) e outra, a que utiliza como *end-member* a média das atividades encontradas nas águas subterrâneas (Tabela 5).

Tabela 4. Média das taxas de advecção, expressa em cm dia^{-1} , usando as máximas das atividades (*end-members* máximos).

	^{224}Ra			^{223}Ra			^{226}Ra			Média	
Baixa Pluviosidade	2,1	±	1,6	2,2	±	1,7	6,8	±	5,1	3,7	± 2,7
Alta Pluviosidade	0,8	±	0,4	2,2	±	1,1	4,3	±	2,2	2,4	± 1,7

Tabela 5. Média das taxas de advecção, expressa em cm dia⁻¹, usando as atividades médias dos *end-members*.

	²²⁴ Ra		²²³ Ra		²²⁶ Ra		Média	
Baixa Pluviosidade	5,1	± 3,8	5,5	± 4,1	11,3	± 8,4	7,3	± 3,5
Alta Pluviosidade	2,0	± 1,0	5,4	± 2,8	7,1	± 3,6	11,9	± 2,6

Para evitar potencial superestimação na SGD, foram utilizadas as taxas de advecção apresentadas na Tabela 4. Sendo assim, foi assumido 3,7 cm dia⁻¹ como a taxa de advecção para o período de baixa pluviosidade e 2,4 cm dia⁻¹, para o de alta pluviosidade.

Diferentemente do esperado, obteve-se maior taxa de advecção para o período de baixa pluviosidade, o que também foi observado por Moore (1987); Bollinger & Moore (1993) e Kelly & Moran (2002), que igualmente encontraram maiores taxas de advecção para o verão. Moore *et al.* (2006) encontraram para o verão taxas de advecção 3-4 vezes maiores que no inverno e justificaram-nas através de Michael *et al.* (2005), onde foi descrito que as taxas de advecção, conseqüentemente a SGD, estavam fora de fase, com o ciclo de recarga sazonal, devido a atrasos de vários meses entre os picos de precipitação e a chegada da água proveniente dos mesmos à costa. Outra hipótese que corrobora as menores taxas de advecção para Set/08 (alta pluviosidade) é a influência da maré meteorológica, a qual, durante o mês de setembro, proporcionou um avanço do mar, conforme abordado no Capítulo II (*item 4.3.1*). Em maré alta, a pressão hidrostática da coluna d'água é maior, dificultando, assim, a advecção de água subterrânea em direção ao mar e terminando por reduzir a taxa de advecção no período considerado e, por conseqüência, a SGD.

3.1.1.4. Descarga de águas subterrâneas (SGD) e suas componentes

A SGD – *Submarine Groundwater Discharge*, expressão que, traduzida, significa Descarga de Água Subterrânea, refere-se a todo e qualquer fluxo de água que ocorre nas margens continentais oceânicas, vindo da interface sedimento-água para a coluna d'água, independentemente da composição do fluido ou da forçante do processo (Burnett *et al.*, 2003). Apresenta duas principais componentes: (1) a água doce de origem continental (Q_{fw}) e (2) a água do mar recirculada (Q_{sw}).

Para estimar a SGD, é necessário delimitar a área de estudo (Figura 6), a qual será multiplicada pela taxa de advecção, gerando, então, um fluxo: a SGD. Usando as taxas de advecção previamente calculadas, foi estimada uma SGD de $8,14 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (baixa pluviosidade) e $5,28 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (alta pluviosidade) para os 220 km de linha de costa (desde a desembocadura da lagoa dos Patos até as proximidades do Uruguai) e 10 km de largura, mesma distância da zona costeira adotada por Windom *et al.* (2006) e Niencheski *et al.* (2007).

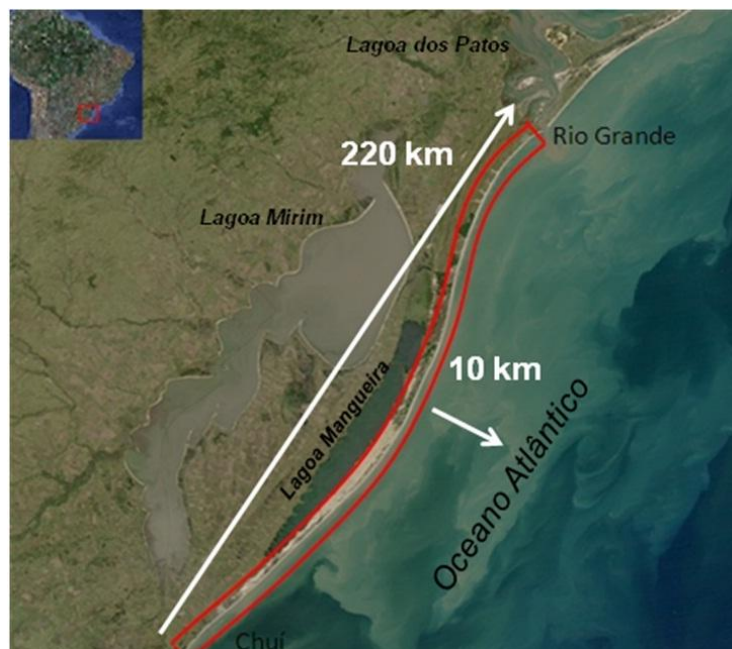


Figura 6. Dimensões da área de estudo (Área total $2,20\text{E}+09 \text{ m}^2$).

O balanço de sal proposto por Windom *et al* (2006) foi utilizado para estimar as componentes de água doce e de água do mar recirculada na descarga de água subterrânea (Apêndice 5). A média de salinidade da água subterrânea de praia foi de 19,87 (Maio/2008); 19,80 (Setembro/2008) e 18,28 (Julho/2009). Logo, no balanço de sal, a componente de água doce (Q_{fw}) da SGD é $3,65 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (Maio/08); $2,49 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (Set/08) e $2,60 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ d}^{-1}$ (Jul/09). O remanescente é a água do mar recirculada (Q_{sw}) e os valores podem ser visualizados na Tabela 6, então:

$$SGD = Q_{fw} + Q_{sw}$$

Equação 13

onde Q_{sw} é o fluxo de água do mar para a barreira permeável, que é recirculada na SGD. E, para o balanço de massa, assumindo um estado estacionário, o transporte de água subterrânea deve ser igual à mistura dessa fração de água salgada, misturada à fração de água doce Q_{fw} .

Tabela 6. Valores estimados para a SGD e suas frações de água doce e salgada para os períodos em estudo.

	Maio 2008	Set 2008	Julho 2009
Taxa de advecção (cm d^{-1})	3,70	2,40	2,40
% água salgada	55,19	52,78	50,78
% água doce	44,81	47,22	49,22
Q_{sw} ($\text{m}^3 \text{ d}^{-1}$)	4,49E+07	2,79E+07	2,68E+07
Q_{fw} ($\text{m}^3 \text{ d}^{-1}$)	3,65E+07	2,49E+07	2,60E+07
SGD ($\text{m}^3 \text{ d}^{-1}$)	8,14E+07	5,28E+07	5,28E+07

Maio/08 (baixa pluviosidade); Set/08 (alta pluviosidade) e Jul/09 (pluviosidade intermediária). Detalhes adicionais Apêndice 1.

Assim como as taxas de advecção, a SGD apresentou comportamento diferente do esperado em função da precipitação. O período de baixa pluviosidade apresentou SGD superior ao período de alta pluviosidade (Figura 7a). Além do provável desencontro de fase com o ciclo de recarga sazonal e a influência da maré meteorológica evidente em setembro de 2008, o vento predominante para o período,

caracterizado como de baixa pluviosidade, foi SW, o qual direciona as águas em direção à costa, aumentando o nível do mar e favorecendo o aumento da parcela de recirculação da água salgada, ou seja, da Q_{sw} (Figura 7b). Embora a Q_{sw} tenha sido relativamente mais elevada para todos os cenários avaliados, os períodos descritos como de pluviosidade alta e intermediária apresentaram maior equivalência entre as parcelas de água doce e salgada. Isso por terem apresentado cenários de mudanças constantes na direção do vento, ora impulsionando as águas em direção à costa, ora na direção *offshore*.

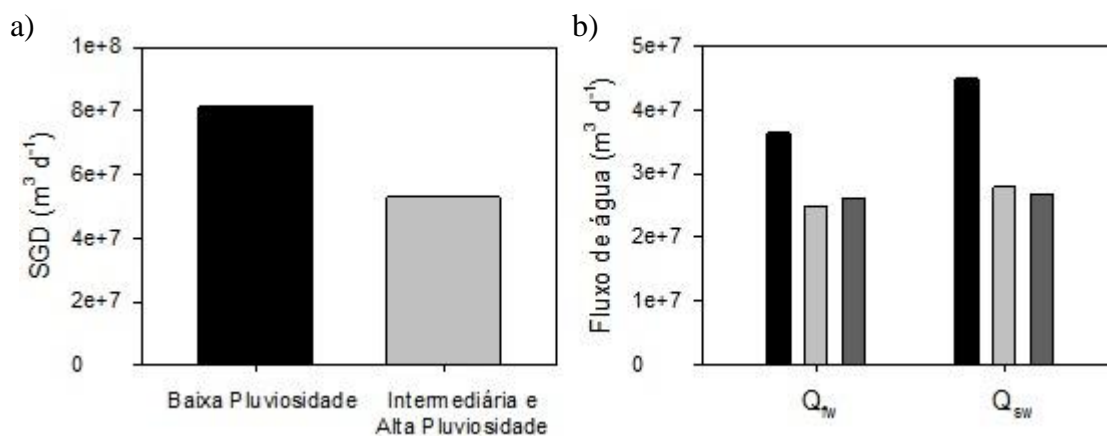


Figura 7. (a) SGD e (b) suas componentes para os diferentes cenários meteorológicos. Sendo ■: Maio/08; ■: Set/08 e ■: Jul/09.

3.2. Descarga de águas subterrâneas (SGD) associada a nutrientes

O aporte de SGD associado a nutrientes pode desempenhar um papel importante na regulação da disponibilidade de nutrientes e, conseqüentemente, no potencial da produção primária na zona costeira (Valiela *et al.*, 1990; Moore & Shaw, 1998; Windom *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2008; Niencheski *et al.*, 2007).

3.2.1. Estimativa de Fluxos de Nutrientes

Para o cálculo dos fluxos de nutrientes fez-se necessário a utilização de dados:

- continentais (poços permanentes e piezométricos); e

– costeiros (zona de espraiamento: água subterrânea de praia e superficial da zona de surfe) e,

– de plataforma (plataforma continental da região do Albardão).

Niencheski *et al.* (2007) desenvolveram um modelo conceitual representado por quatro vetores de fluxos que resultam no fluxo de elementos da costa em direção ao mar (Figura 8). Tais fluxos de água, associados às concentrações de nutrientes, acarretam fluxos de nutrientes nas referidas direções.

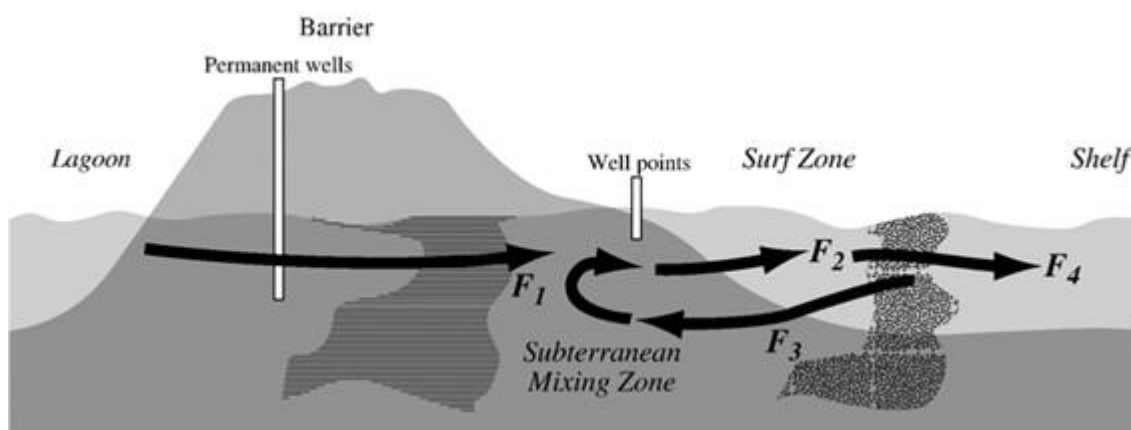


Figura 8. Modelo conceitual elaborado por Niencheski *et al.* (2007) de fluxos de elementos no sistema costeiro superficial e subterrâneo.

A seguir, são apresentados os fluxos em destaque e suas respectivas equações:

- Fluxo de água subterrânea continental (F1):

$F1 = [C]_{fw} \times Q_{fw}$, onde $[C]_{fw}$ é a concentração de nutrientes dos poços permanentes localizados na barreira arenosa e Q_{fw} é a componente de água doce da água subterrânea.

- Fluxo de água subterrânea para a zona de surfe (F2):

$F2 = [C]_{bgw} \times SGD$, onde $[C]_{bgw}$ é a concentração de nutrientes na água subterrânea na zona de praia e SGD é a descarga total de água subterrânea.

- Fluxo de água do mar que recircula por sedimentos permeáveis (F3):

$F3 = [C]_{sz} \times (SGD - Q_{fw})$, onde $[C]_{sz}$ é a concentração de nutrientes na zona de surfe.

- Fluxo de água da zona de surfe para a plataforma continental (F4):

$$F4 = F2 - F3$$

Os fluxos de nutrientes considerados são essenciais para a compreensão dos processos biogeoquímicos de adição e remoção (continente-oceano) e também da zona de mistura (F2 e F3), logo, para a avaliação da influência desses processos na produtividade primária da zona costeira.

3.2.2. Comportamento dos fluxos de nutrientes ao longo do trajeto continente-mar

O fluxo de água subterrânea para a zona de surfe (F2), quando associado às concentrações de nutrientes, contribui de forma expressiva para o potencial produtivo da região costeira. No entanto, a carga de nutrientes conduzida pelo F2, é atenuada logo que ela atinge a zona de surfe, devido à mistura com águas superficiais de baixas concentrações desses elementos e/ou pela assimilação fitoplantônica.

Apesar de a carga de nutrientes aportada à zona costeira ser atenuada, uma porção da mesma água retorna à barreira permeável (F3), resultando na intrusão salina e conseqüentemente na formação do estuário subterrâneo. Assim como nos estuários superficiais, nos subterrâneos também podem ser observadas as intensas interações biogeoquímicas. Isso porque a referida zona de mistura representa um elo entre as águas continentais e as oceânicas. A combinação de ambas faz com que diferenças físicas, químicas e biológicas entre os dois corpos de água levem a complexas reações e mudanças de fase do material acumulado na água.

De forma geral, os fatores naturais que controlam os fluxos de nutrientes ao longo do trajeto continente-mar são: (1) as características sedimentológicas circundantes à água subterrânea, as quais podem enriquecer a composição da mesma; (2) condições meteorológicas, que podem ser determinantes para a intensidade da influência do F3 e,

em consequência, para a manutenção do estuário subterrâneo; (3) o tempo de residência que as águas subterrâneas apresentam em contato com os sedimentos; (4) a assimilação fitoplanctônica; (5) a regeneração dos nutrientes e, finalmente, (6) as condições de oxirredução dos ambientes interligados pelos fluxos em questão, as quais podem ser responsáveis por processos de transformação, remoção e adição dos elementos na água.

Contudo, como os nutrientes dissolvidos (nitrogenados, fosfato e silicato) não apresentam o mesmo comportamento, quando submetidos a tais processos, serão analisados separadamente.

3.2.2.1. Fluxos de nitrogenados

Os fluxos de água subterrânea continental, associados ao nitrato, (F1) são baixos, devido a processos de amonificação do nitrato e desnitrificação, que podem ocorrer em locais onde há pouca disponibilidade de oxigênio (Niencheski *et al.*, 2007). No entanto, esses fluxos parecem ser compensados pelos de amônio, quando considerado o nitrogênio inorgânico total (Figuras 9a, b, c, f).

O F3 é responsável pela renovação periódica das águas no estuário subterrâneo, favorecendo maior oxigenação daquelas aprisionadas entre o sedimento, as quais são, subsequentemente, descarregadas pelo F2 na zona costeira. Moore (1999), ao analisar dados apresentados por Riedl *et al.* (1972), relatou que a circulação da água do mar através da barreira adjacente é capaz de bombear quantidade suficiente de oxigênio para prevenir a redução desses sedimentos. A oxigenação aqui referida pôde ser bem observada nas expedições de Set/08 e Jul/09, as quais foram caracterizadas como períodos de pluviosidade alta e intermediária e ainda estiveram submetidas a variações na direção do vento, com intensidades superiores às de Maio/08. A movimentação das águas pelos ventos, juntamente com a pouca profundidade apresentada na zona de surfe,

promove intensas trocas gasosas com a atmosfera, resultando em uma maior disponibilidade de oxigênio dissolvido nas águas superficiais. As águas da zona de surfe são direcionadas para a costa, seja pela variação de maré, seja pela influência do vento, oxigenando os sedimentos permeáveis por onde essas atravessam (F3). É promovido, assim, o processo de nitrificação no estuário subterrâneo, aumentando o F2 de nitrato, aproximadamente três vezes maior que o fluxo de amônio associado à SGD, para os períodos de pluviosidade alta e intermediária (Figuras 9b, f).

3.2.2.2. Fluxos de fosfato

Visto o potencial de oxigenação do F3, pode-se considerar que o F1 está sendo direcionado de um ambiente anóxico para um ambiente semi-óxico; o F2 de um semi-óxico para um ambiente óxico e o F3 de um ambiente óxico para um semi-óxico.

Segundo o modelo apresentado por Slomp & Van Cappellen (2004), seria esperada uma redução no fluxo de fosfato do continente para a zona de mistura (F1). Isso porque o mesmo está sendo direcionado de um ambiente anóxico, onde o fosfato tende a estar desorvido das partículas e, ao encontrar um ambiente mais oxidado, o elemento se adsorve aos óxidos metálicos, os quais imobilizam o fosfato, precipitando-o junto às partículas do sedimento e resultando em um fluxo reduzido de fosfato para a zona de mistura (Figura 9d).

No entanto, o modelo torna-se complexo na avaliação do F2, uma vez que esse fluxo está sendo direcionado de um ambiente semi-óxico para um ambiente mais oxidado e ainda recebe influência de um ambiente mais oxidado, além de sofrer salinização. Contudo, pelo aumento de fosfato no F2 (Figura 10d), podemos concluir que, na zona de mistura, o processo preponderante para a liberação do fosfato na água subterrânea é a troca iônica, o qual se sobrepõe às condições de oxi-redução.

A intrusão da água salina, a qual apresenta alta força iônica e é rica em ânions como sulfatos, cloretos e carbonatos, induz à competição desses íons com o fosfato adsorvido pelos sítios de adsorção na superfície das partículas (Baumgarten & Niencheski, 1998), terminando por liberar o fosfato, o qual é imediatamente interceptado pela água subterrânea circundante. Além disso, a competição desses íons torna-se ainda mais acirrada no ambiente de estudo, visto que o silicato é abundante na composição geológica da região e que ele é considerado competidor com o fosfato, de maneira que o excesso de silício nas águas pode deslocar o fosfato, liberando-o para a fase fluida (Pozza *et al.*, 2009).

No entanto, os processos de oxi-redução podem ser percebidos quando os períodos são relacionados. Verifica-se que no período no qual barreira é mais oxigenada (Set/08), os fluxos de fosfato para a zona de surfe (F2) são mais baixos e, em Maio/08, quando ocorre menor oxigenação da barreira, os níveis de fosfato são os mais elevados.

Independentemente da carga aportada de fosfato pelo F2, nota-se que, ao atingir a zona de surfe, o fosfato é reduzido, provavelmente devido a rápida assimilação pelos organismos fitoplânctônicos, o que possivelmente garante um rápido aumento da produtividade primária. A igualmente rápida remineralização desse elemento faz com que os fluxos continentais (F1) sejam semelhantes aos fluxos da zona de surfe para a plataforma continental (F4).

3.2.2.3. Fluxos de silicato

Sendo o silicato conhecido como traçador de águas continentais (Ciotti *et al.*, 1995), ele naturalmente será mais elevado no F1 e tende a reduzir na direção *offshore*. No entanto, esse elemento sob forma solúvel (a principal forma utilizada pelo fitoplâncton) é de fundamental importância no metabolismo aquático, o qual é utilizado

pelas diatomáceas e outros produtores primários (Esteves, 1998). Dessa forma, pode-se verificar que o F3 retorna para os sedimentos permeáveis com uma carga menor de silicato, devido à assimilação fitoplantônica ocorrente na zona de surfe (Figura 9e).

Além disso, existe uma variação sazonal nas concentrações intrínsecas ao seu próprio ciclo, a qual pode ser observada no F3. O menor consumo de silicato na zona de surfe, ou seja, os maiores F3, podem ser observados, nas expedições de Maio/08 e Jul/09 (outono e inverno). Já na expedição de Set/08 (final de inverno), observa-se que o F3 de silicato é o mais baixo (F3 de Set/08 é sete vezes mais baixo que o F3 de Jul/09), podendo, este fato, estar relacionado ao maior consumo de silicato na zona de surfe.

Assim como observado em Niencheski *et al.* (2007), no presente estudo também verificou-se que, para silicato, o F1 é muito maior do que o F4, indicando que a remoção é um processo importante na região próxima à costa. O silicato pode ser biologicamente removido como sílica biogênica na interface sedimento/água e provavelmente não ser remineralizado tão rapidamente quanto nitrogênio e fósforo. Dessa forma, além da diluição do referido elemento ao longo do transecto *offshore*, a zona de surfe pode fornecer um eficiente mecanismo de remoção para o silicato, diminuindo as cargas aportadas do mesmo elemento para a plataforma.

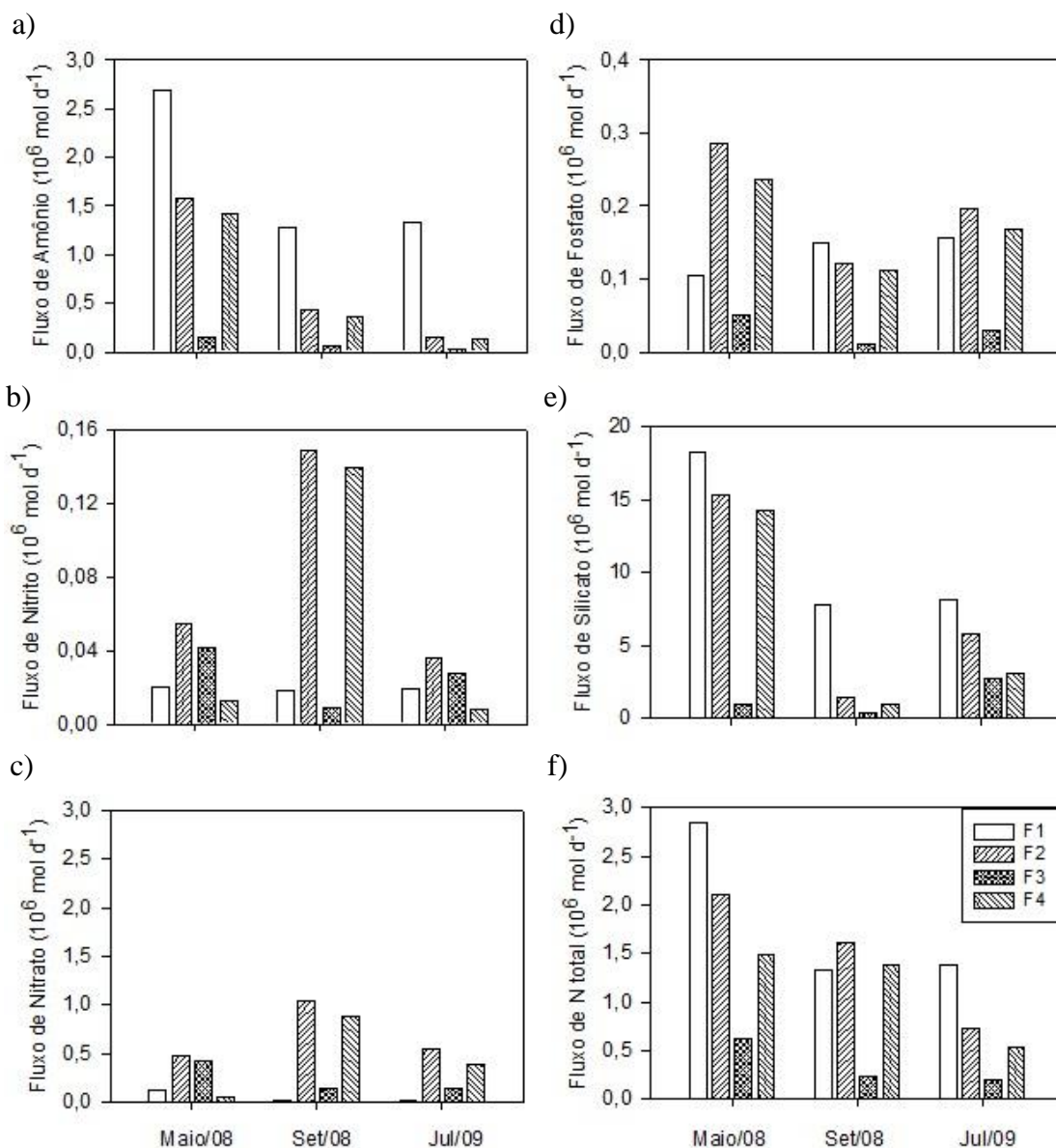


Figura 9. Fluxos de nutrientes (10^6 mol d^{-1}) para distintos cenários meteorológicos (Maio/08: baixa pluviosidade; Set/08: alta pluviosidade e Jul/09: pluviosidade intermediária)

Contudo, a análise dos fluxos demonstra que, além da importância evidente do fluxo de água subterrânea continental (F1), o fluxo de água do mar que recircula pelos sedimentos permeáveis (F3) é necessário para a manutenção do estuário subterrâneo e essencial para o incremento do potencial da produção primária na zona de surfe, via F2. O que acontece porque, além de favorecer o aumento da descarga de fosfato na zona de surfe, a SGD associada ao aporte de nitrogenados indica um enriquecimento no balanço total de 20 a 75% de nitrato.

3.2.3. Comparação de fluxos de nutrientes entre as barreiras norte e sul do litoral do Rio Grande do Sul

A costa do Rio Grande do Sul apresenta configuração praticamente retilínea, sem reentrâncias e irregularidades maiores, o que lhe confere um caráter aberto, com praias expostas à ação de ondas de média a elevada energia. A exposição natural, associada à dominância de areias de granulação fina e a uma amplitude de maré astronômica insignificante, faz com que as praias sejam caracterizadas, na maior parte do tempo, como dissipativas. O trecho entre Torres e Chuí é constituído por terras baixas e arenosas, com grandes corpos d'água e terrenos alagadiços e relevo de topografia suave (Villwock & Tomazelli, 1995). No entanto, segundo os dados apresentados por Pereira (2005), a permeabilidade média da área ao sul da desembocadura da Lagoa dos Patos é duas vezes maior do que a permeabilidade média ao norte (Figura 10 e Tabela 7).

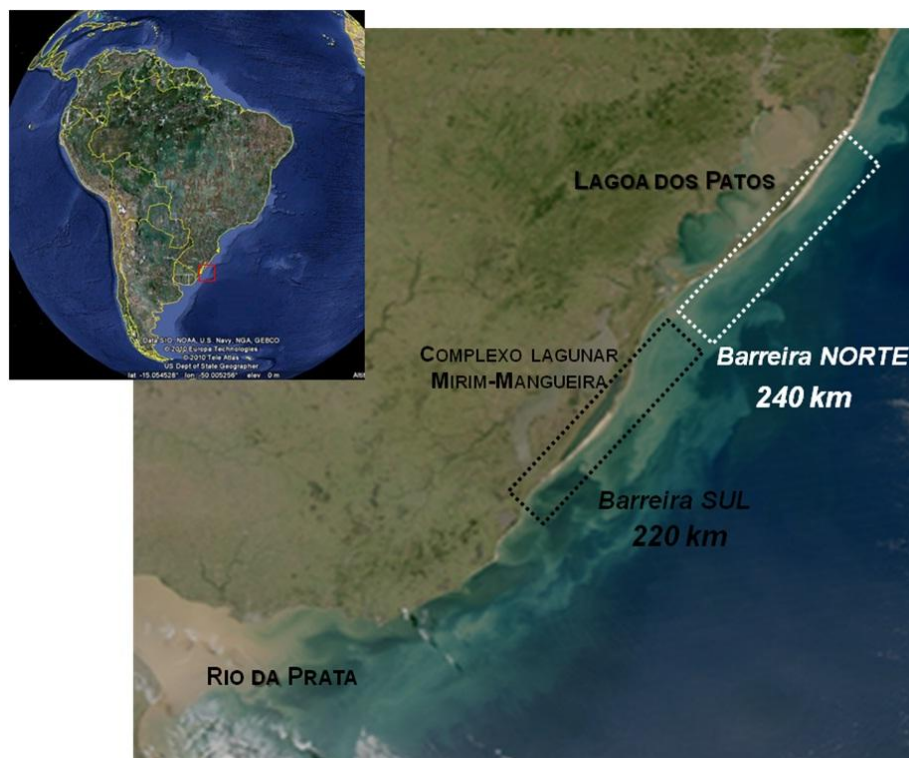


Figura 10. Localização das barreiras norte e sul.

Dessa forma, ao comparar os dados relativos à taxa de advecção e ao tempo de residência do presente trabalho com os apresentados por Windom *et al.* (2006) e Niencheski *et al.* (2007), é possível verificar que a barreira norte, que abrange 240 km ao norte da desembocadura da Lagoa dos Patos, apresenta menor taxa de advecção e, em consequência, maior tempo de residência (Tabela 7). As diferenças apontadas, além de estarem relacionadas à permeabilidade média local, estão associadas ao cenário meteorológico no qual foram desenvolvidos os cálculos.

Tabela 7. Comparação entre barreira norte e sul em termos de tempo de residência e taxa de advecção e permeabilidade.

		Norte	Sul
Tempo de residência	<i>dias</i>	8,3* ¹	6,5
Taxa de advecção	<i>cm d⁻¹</i>	2,5* ²	3,7
Permeabilidade média*³	<i>10⁻³cm s⁻¹</i>	2	4

*¹ Dados apresentados por Windom *et al.* (2006); *² taxa de advecção calculada a partir de dados de isótopos de longa-vida e apresentada em Niencheski *et al.* (2007) pela Equação 2, *item 4.1.1.2* e; *³ dados apresentados em Pereira (2005).

As amostras que deram origem aos valores de tempo de residência, taxa de advecção e fluxos (F1, F2, F3 e F4) para a barreira norte foram coletadas durante o verão (Nov/03 e Dez/04), período em que a descarga da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata é reduzida e a salinidade próxima à desembocadura é elevada, enquanto as taxas de evaporação são bem mais elevadas do que as de precipitação e o vento predominante é NE, o qual atua empurrando as águas em direção ao oceano.

Visto o cenário em estudo, é fácil explicar por que o fluxo de recirculação da água salgada (F3) é quase duas vezes maior em Maio/08 na barreira sul, onde a predominância do vento é SW. Apesar de a barreira norte apresentar F3 menor, este parece ter sido mais eficiente na manutenção do estuário subterrâneo do que o F3 na barreira sul. O que ocorre em função de o F3 na barreira norte proporcionar uma maior

oxigenação dos sedimentos permeáveis e a entrada de água com maior carga iônica, resultando em um aumento do nitrato e fosfato associados à SGD (Figuras 12c, d).

Os fluxos de compostos nitrogenados e de fosfato apresentaram valores muito semelhantes entre F1 e F4 tanto para a barreira norte quanto para a sul, sugerindo, com isso, que a rápida remineralização desses compostos mantém a equivalência entre os respectivos fluxos.

No entanto, a relação entre esses fluxos (F1:F4) para silicato mostrou um comportamento diferenciado. Para a barreira norte, o F1 foi aproximadamente sete vezes maior que o F4, indicando que a remoção é um processo importante na região próxima à costa. Já para a barreira sul, a diferença não é tão expressiva, o que leva a crer que a diferença sazonal é um fator influente. Além do ciclo intrínseco ao próprio elemento, já mencionado, as estimativas do F4 podem ter sido superestimadas devido à influência das descargas do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos no período do ano em questão (Figura 11c).

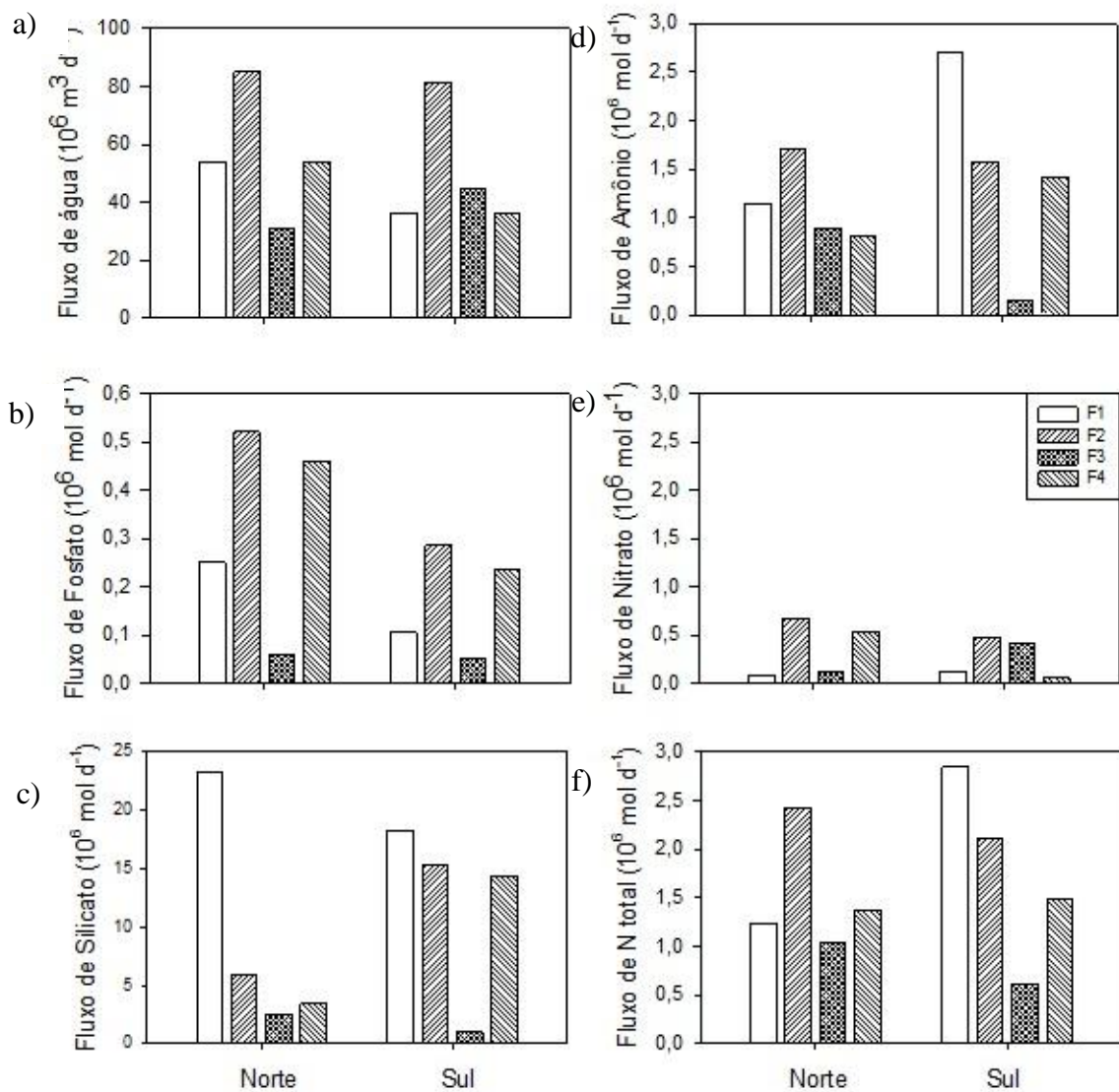


Figura 11. Comparação dos fluxos de nutrientes (10^6 mol d^{-1}) para as barreiras norte (desde os molhes oeste de Rio Grande até as proximidades da cidade de Torres) e sul (desde os molhes leste de Rio Grande até os Molhes do Chui) do litoral do Rio Grande do Sul.

Entretanto, a diferença apresentada nos fluxos de silicato entre F1 e F2 ($F2 = \frac{1}{20} F1$), na barreira norte, não parece ser apenas uma simples diluição devido à recirculação de água salgada de menor concentração de silicato (F3). Acredita-se que outro processo possa estar envolvido para as reduções de silicato associadas à SGD na referida barreira, como, por exemplo, a adsorção de silicato às partículas formadas pela precipitação do ferro, significativo na região (Windom *et al.*, 2006) em razão da formação basáltica. O

processo citado pode ocorrer, visto que o F3 se apresentou bastante eficaz para a manutenção do oxigênio no estuário subterrâneo nessa barreira. Sendo assim, o F3 pode ser capaz de oxidar o ferro ferroso da água subterrânea transformando-o em ferro férrico, formando o hidróxido de ferro (III), que é insolúvel e precipita. As partículas de sílica reativa podem se adsorver à superfície do hidróxido de ferro (III) e, nesse caso, o sedimento passa a atuar como um filtro, retendo o silicato e, conseqüentemente, diminuindo o seu fluxo do silicato para a zona de surfe.

É possível afirmar, então, em função dos dados analisados, que a SGD da barreira norte contribui mais do que a barreira sul para o incremento de fosfato à zona de surfe, enquanto a SGD da barreira sul é mais eficiente na descarga de silicato. No entanto, a descarga de nitrogênio inorgânico total foi semelhante para ambas as áreas, sendo $2,42 \cdot 10^6 \text{ mol N d}^{-1}$ para a barreira norte e $2,11 \cdot 10^6 \text{ mol N d}^{-1}$ para a barreira sul.

3.2.3.1. Produção primária sustentada pela SGD

Embora tenha havido oscilações na relação molar, proposta por Redfield *et al.* (1963), ao longo dos fluxos no trajeto continente-mar (Figura 12), o nitrogênio foi, potencialmente, o nutriente limitante no fluxo que determina a descarga de água subterrânea para a zona de surfe (F2) em ambas as barreiras.

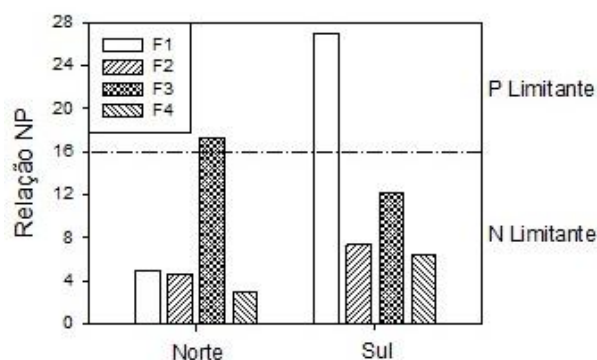


Figura 12. Relação nitrogênio (N): fósforo(P) para os fluxos da barreira norte e sul.

Portanto, assumindo o nitrogênio como nutriente potencialmente limitante na descarga de água subterrânea, pode-se estimar o potencial primário produtivo sustentado pela SGD, a partir do F2 de nitrogênio inorgânico total. Para tanto, torna-se necessário utilizar as relações molares, onde 106 C:16 N (Redfield *et al.*, 1963). Com isso, pode-se estimar que o fluxo de nitrogênio inorgânico total dissolvido para a zona de surfe, via SGD, é capaz de sustentar uma produção de $1,93 \cdot 10^8 \text{ g C d}^{-1}$ para a barreira norte e $1,68 \cdot 10^8 \text{ gC d}^{-1}$ para a barreira sul.

Como estimativa prévia para o potencial produtivo da área de estudo e com vistas à comparação com os dados apresentados por Niencheski *et al.* (2007) na barreira norte, o potencial observado pode ser extrapolado para toda a área da zona de surfe. Assumindo 220 km de extensão da barreira sul e considerando 100 m de zona de surfe desde a linha da costa, obtém-se uma taxa de produção de $2780 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para a barreira sul, valor muito semelhante ao encontrado para a barreira norte: $2931 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Tabela 8).

As taxas de produção mencionadas demonstram que a SGD, seja da barreira norte ou da barreira sul, apresentam potencial em termos de nutrientes para sustentar uma produção primária superior, em mais de uma ordem de grandeza, à que já foi documentada para a Lagoa dos Patos ($\sim 200 \text{ gC m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, por Abreu *et al.* (1994)) ou pelo processo de ressurgência ocorrente em Cabo Frio/RJ ($110 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, Soares (2006)). Apesar do elevado potencial produtivo sustentado pela SGD, é improvável que esses níveis de produtividade irão, efetivamente, ocorrer, uma vez que outros fatores como a luz ou temperatura podem limitar a produção primária fitoplanctônica. A costa do Rio Grande do Sul, especificamente, apresenta elevada turbidez, principalmente na zona de surfe, o que limita a penetração da luz, diminuindo as atividades fotossintéticas

dos organismos fitoplanctônicos responsáveis pelo aumento da produtividade primária local.

Comparando o potencial produtivo oriundo da SGD no sul do Brasil ao de outras regiões e considerando o nutriente limitante local, é possível constatar que a descarga de água subterrânea no litoral do Rio Grande do Sul é capaz de sustentar uma produção primária muito maior do que outras regiões, onde o mesmo processo foi estudado, poderiam suportar. A Tabela 8 mostra que a SGD na costa sul do Brasil pode suportar sete vezes o fluxo estimado para a Carolina do Sul (EUA) e 32 vezes o fluxo estimado nas Filipinas.

Tabela 8. Fluxo de nitrogênio inorgânico total e fosfato associado a SGD e potencial produtivo da SGD.

Local	NIT 10^5 mol d^{-1}	Fosfato	N:P	P. Potencial $\text{g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$	
Norte do Rio Grande do Sul, BR	24	5,2	4,7	2931	Niencheski <i>et al.</i> (2007)
Sul do Rio Grande do Sul, BR	21	2,86	7,4	2780	Presente estudo
Carolina do Sul, EUA	0,33	0,02	19,4	422	Krest <i>et al.</i> (2000)
Mar amarelo, KP	6	0,20	30	149	Waska & Kim (2011)
Pangasinan, PH	0,04	0,002	22	93	Senal <i>et al.</i> (2011)

NID: Nitrogênio inorgânico dissolvido (NH_4^+ , NO_2^- e NO_3^-).

4. CONCLUSÕES

O presente estudo demonstrou que os fluxos de nutrientes ao longo do trajeto continente-mar sofrem diversas alterações, controladas basicamente por fatores como: as características sedimentológicas; as condições redox do meio; a regeneração dos nutrientes; a assimilação fitoplanctônica na zona de surfe e as condições meteorológicas. A predominância de intensos ventos na região de estudo demonstrou maior influência sobre a SGD do que a própria precipitação atmosférica, visto que os fortes ventos SW promovem um avanço do mar, dificultando, assim, a advecção de água subterrânea em direção ao mar, terminando por reduzir a taxa de advecção e, por consequência, a SGD, até mesmo em períodos de alta pluviosidade.

Embora os ventos SW tenham sido responsáveis pela diminuição da SGD, o evento potencializou a recirculação do F3, o qual proporcionou, além da manutenção do estuário subterrâneo, a alta oxigenação na barreira permeável, aumentando consideravelmente os níveis de fosfato e nitrato aportados para a zona de surfe, via SGD.

Ao comparar a região de estudo à barreira norte, conclui-se que esta contribui mais do que a barreira sul para o incremento de fosfato na zona de surfe, enquanto a SGD da barreira sul é mais eficiente na descarga de silicato. No entanto, a descarga de nitrogênio inorgânico total foi semelhante para ambas as áreas, gerando um potencial produtivo associado à SGD muito superior ao que já foi avaliado em outros estuários subterrâneos e até mesmo superando em potencial a produtividade de águas superficiais de zonas altamente produtivas.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho apresenta informações importantes sobre a descarga subterrânea na costa brasileira e suas variações. No entanto, ainda há a necessidade de estudos complementares. Apesar dos dados de radioisótopos, na região do Albardão, no transecto em direção *offshore* terem fornecido informações fundamentais a respeito da descarga de água subterrânea (SGD) na região, outros transectos devem ser realizados para completar o conhecimento da SGD na zona costeira e Plataforma Continental do Sul do Brasil. Sugere-se que pelo menos mais quatro transectos sejam realizados (Concheiros, desembocadura da Lagoa dos Patos, Torres e Santa Marta).

Dados de produção primária média na zona de praia e dados morfológicos do leito marinho da Plataforma Continental do Sul do Brasil são essenciais para a melhor compreensão da SGD na área. De posse de dados médios de produtividade primária costeira será possível calcular a efetiva participação da SGD na produtividade primária da região. A geração de mapas morfológicos e faciográficos auxiliarão na detecção de possíveis locais onde possam ocorrer advecção de água subterrânea para a coluna de água, assim como nos paleocanais fluviais, gerando assim, o mapeamento de locais onde devem ser investigadas a SGD. Para tal, encontra-se em vias de implementação a constituição do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Ciências do Mar (INCT-Mar: CNPq 71/2010) que além de contribuir para elucidar vários aspectos da importante relação existente entre o Atlântico Sul Ocidental e a variabilidade climática, seguramente irá promover a coleta de diferentes tipos de dados que auxiliarão no entendimento da SGD ao longo da plataforma.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, J. G. N. & CALLIARI, L. J., 2005. Paleocanais na Plataforma Continental Interna Do Rio Grande Do Sul: Evidências de uma drenagem fluvial pretérita. *Revista Brasileira de Geofísica*, 23(2): 123-132.
- ABREU, P. C.; ODEBRECHT, C. & GONZÁLEZ, A. 1994. Particulate and dissolved phytoplankton production of the Patos Lagoon estuary, southern Brazil: comparison of methods and influencing factors. *J.Plank.Res.*, 16(7):737-753.
- AIDAR, E., GAETA, S., GIANSELLA-GALVÃO, S.M.F., KUTNER, M.B.B. e TEIXEIRA, C. 1993. Ecossistema costeiro subtropical: nutrientes dissolvidos, fitoplâncton e clorofila – a e suas relações com as condições oceanográficas na região de Ubatuba, SP. *Publicação Especial do Instituto Oceanográfico – USP, São Paulo*, (10): 9-43.
- AIDAR-ARAGÃO, E. 1973. Estudo preliminar sobre a distribuição de clorofila e o potencial de produção primária entre Torres e Maldonado (Lat. 29°S-35°S). *Rel. sobre pesquisa oceanográfica e pesqueira do Atlântico Sul. São Paulo, Instituto de Oceanografia da USP*, 27 p.
- ANA, 2001. Relatório de Visita de Campo Trecho Paulista da Bacia do Paraíba do Sul Cidades de Guaratinguetá e Taubaté. Fundação COPPETEC. Laboratório de Hidrologia e Estudos de Meio Ambiente da COPPE/UFRJ. Agência Nacional de Águas (ANA).
- ANDRADE, C. F. F. 2010. Conexões e interações entre a água superficial e subterrânea na região costeira do extremo sul do Brasil. Tese de doutorado apresentada ao Programa de pós-graduação em oceanografia Física, Química e Geológica. 177 p.
- ANDRADE, C. F. F.; MILANI, I. C. B.; ATTISANO, K. K.; NIENCHESKI, L. F. H.; SANTOS, I. R.; BURNETT, W.; MILANI, M. R.; CONTREIRA, L., 2008. Fluxos subterrâneos para a Lagoa Mangueira (RS). In: III Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica - SEMENGO'08, Rio Grande. SEMENGO'08. Rio Grande: FURG, v. 1.
- ANDRADE, C. F. F.; NIENCHESKI, L. F.; ATTISANO, K. K.; MILANI, M. R. ; SANTOS, I. R. ; MILANI, I. C., 2011. Fluxos de nutrientes associados às descargas de

- água subterrânea para a Lagoa Mangueira (Rio Grande Do Sul, Brasil). *Quim. Nova*, Vol. XY, No. 00, 1-6, 2010.
- ASEFF, C. R. C., 2009. Estudo da variação sazonal na composição físico-química das massas de água da Plataforma Continental do Atlântico Sudoeste (PCASO) entre Mar del Plata (Argentina, 38° S) e Itajaí (SC, 26° S). Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física-Química e Geológica. 100 p.
- ASSUNÇÃO, F. A., 2005. Contribuição ao desenvolvimento sustentável em zona costeira: usos e ocupações da Lagoa de Santa Marta e entorno, município de Laguna, SC. Dissertação de mestrado. Ciências Ambientais da Universidade do Extremo Sul Catarinense. 310 p.
- ATTISANO, K. K., 2007. A oceanografia química e os processos oceanográficos presentes na plataforma das regiões de Santa Marta (SC) e Albardão (RS). Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica – FURG. 130 p.
- ATTISANO, K. K.; NIENCHESKI, L. F. H. ; MILANI, I. C. B. ; MACHADO, C. S. ; MILANI, M. R. ; ZARZUR, S., 2008. Contribution from continental groundwater to the shelf zone in Albardão area, RS, Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 56 (3):189-200, 2008.
- AYUP-ZOUAIN RN, FERREIRA HP, BARBOZA EG & TOMAZELLI LJ. 2003. Evidência morfológica de uma paleocanal holocênico da laguna Mirim nas adjacências do banhado do Taim. *Anais IX ABEQUA* p. 82, Recife, PE, Brasil.
- BAUMGARTEN, M. G. Z. & NIENCHESKI, L. F. H. 1998. Avaliação da qualidade hidroquímica da área portuária da cidade de Rio Grande (RS) – Rio Grande. ed. Fundação Universidade Federal do Rio Grande. 57 p.
- BAUMGARTEN, M. G. Z.; WALLNER-KERSANACH, M & NIENCHESKI, L. F. H. 2010. Manual de Análises em Oceanografia Química. Ed. FURG, Rio Grande, 172 p. Segunda Edição.
- BECK, A.J.; RAPAGLIA, P.; COCHRAN, J.K., BOKUNIEWICZ, H.J.. 2007. Radium mass-balance in Jamaica Bay, NY: evidence for a substantial flux of submarine groundwater. *Marine Chemistry* 106:419-441.
- BERRETA, M. S. R. ; BASSO, L. A. ., 2009. A Qualidade das águas da lagoa do Imaruí e dos efluentes líquidos da carcinicultura - Laguna, SC. In: 12 Encuentro de Geógrafos

- de América Latina, 2009, Montevideo. 12 Encuentro de Geógrafos de América Latina, v. 1.
- BOLLINGER, M.S. & MOORE, W.S., 1993, Evaluation of salt marsh hydrology using radium as a tracer, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. (57):2203-2212.
- BORZONE, C. A. & GIANUCA, N. M. 1990. A zonação infralitoral em praias arenosas expostas. Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira. ACIESP. São Paulo, (3):280-296.
- BRAGA, E. S. & NIENCHESKI, L. F. H., 2006. Composição das massas de água e seus potenciais produtivos na área entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWKI, C. L Del B & MADUREIRA, L. S-P (orgs.). O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil. Edusp. 466 p.
- BRAGA, E. S. ; ESCHRIQUE, S. A. ; BASTOS, A. T. C. ; COELHO, L. H. F., 2009. Silicato dissolvido e seu papel traçador de aportes terrestres/sedimentares e sistemas estuarinos. In: XII Congresso Brasileiro de Geoquímica/ VIII International Symposium on Environmental Geochemistry.
- BRAGA, E. S.; CHIOZZINI, V.C.; BERBEL, G. B. B.; MALUF, J. C. C.; AGUIAR, V. M. C.; CHARO, M.; MOLINA, D.; ROMERO, S. I. E EICHLER, B. B., 2008. Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to Itajaí (Brazil): Winter–summer aspects. *Continental Shelf Research*.
- BRANDINI, F. P. 1988. Composição e distribuição do fitoplâncton na região sudeste do Brasil e sua relação com as massas de água (Operação sudeste- Junho/Agosto 1982). *Ciência e Cultura*, 40 (4):334-341.
- BRANDINI, F. P. 1990. Primary production and phytoplankton photosynthesis on the shelf and oceanic waters off Southeastern Brazil during Autumn (May/June 1983). *Bolm. Inst. Oceanogr.*, São Paulo 38 (2):147-159.
- BRATTON, J.F., 2010. The three scales of submarine groundwater flow and discharge across passive continental margins. *Journal of Geology*, 118(5), 565-575.
- BROECKER, W.S.; LI, Y.H.; CROMWELL, J., 1967. Radium-226 and Radon-222 - Concentration in Atlantic and Pacific Oceans. *Science*, 158: p. 1307.

- BURGER, M. I; MENEGHETI, J.O.; SILVA, M. S. da e SILVA, A. Q. da, 2002. Banhados e áreas úmidas costeiras. In: Workshop para avaliação e ações prioritárias para a conservação da biodiversidade das zonas costeira e marinha do Brasil. Relatório técnico (CD-ROM). Ministério do Meio Ambiente (MMA), Brasília.
- BURNETT, W.C., & DULAIIOVA, H., 2003. Estimating the dynamics of groundwater input into the coastal zone via continuous radon-222 measurements. *Journal of Environmental Radioactivity*, 69(1-2): 21-35.
- BURNETT, W.C., AGGARWAL, P.K., BOKUNIEWICZ, H., CABLE, J.E., CHARETTE, M.A. KONTAR, E., KRUPA, S., KULKARNI, K.M., LOVELESS, A., MOORE, W.S., OBERDORFER, J.A., OLIVEIRA, J., OZYURT, N., POVINEC, P., PRIVITERA, A.M.G., RAJAR, R., RAMESSUR, R.T., SCHOLTEN, J., STIEGLITZ, T., TANIGUCHI, M. ; TURNER, J.V., 2006. Quantifying Submarine Groundwater Discharge in the Coastal Zone via Multiple Methods. *Science of the Total Environment* 367(2-3):498-543.
- BURNETT, W.C., BOKUNIEWICZ, H., HUETTEL, M., MOORE, W.S.; TANIGUCHI, M., 2003. Groundwater and pore water inputs to the coastal zone. *Biogeochemistry* (66):3–33.
- BURNETT, W.C., CHANTON, J., CHRISTOFF, J., KONTAR, E., KRUPA, S., LAMBERT, M., MOORE, W., O'Rourke, D., Paulsen, R., Smith, C., Smith, L., TANIGUCHI, M., 2002. Assessing methodologies for measuring groundwater discharge to the ocean. *EOS* 83, 117-12.
- BURNETT, W.C., PETERSON, R., MOORE, W.S., OLIVEIRA, J., 2008. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge e Results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (76):501-511.
- BURNETT, W.C.; TANIGUCHI, M.; OBERDORFER, J., 2001. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. *J. Sea Res.* (46): 109–116.

- CABLE, J., BURNETT, W., CHANTON, J., WEATHERLY, G., 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using ^{222}Rn . *Earth and Planetary Science Letters* 144, 591–604.
- CALLIARI L.J., 1997. Geological Setting In: Seeliger U, Odebrecht C, Castello JP (eds.) *Subtropical Convergence Environments: the coast and sea in the Southwestern Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin. (1997):13-18.
- CALLIARI, L.J. & KLEIN, A.H.F., 1993. Características morfodinâmicas e sedimentológicas das praias oceânicas entre Rio Grande e Chuí, RS. *Pesquisas* 20 (2-1): 48-56.
- CAMPOS, E. J. D.; GONÇALVES, J. E. e IKEDA, Y. 1995. Water mass characteristics and geostrophic circulation in the South Brazil Bight – summer of 1991. *Journal Geophysical Research* 100 (C9), 18537-18550.
- CAMPOS, P. C.; WEIGERT, S. C.; MADUREIRA, L., 2009. Ecobatimetria e características acústicas do leito oceânico na região do canal do Albardão - Rio Grande do Sul - Brasil. *Atlântica (Rio Grande)*. 31 (1):5-23.
- CAPÍTOLI, R. R. & BEMVENUTI, C. E., 2006. Associações de macroinvertebrados bentônicos de fundos inconsolidados da Plataforma Continental e Talude superior no extremo sul do Brasil. . *Revista Atlântica, Rio Grande, RS*, 28 (1):47-59.
- CARON, F., 2007. Depósitos sedimentares associados à desembocadura do arroio Chuí (planície costeira do Rio Grande do Sul) e suas relações com variações do nível do mar durante o Holoceno. Dissertação de mestrado. *Geociências*, 81 p.
- CARUSO, 1993. Mapa geológico da Ilha de Santa Catarina, escala 1:100.00: texto explicativo e mapa. *Notas Técnicas*, (6):1-28.
- CASTELLO, J.P. & MÖLLER, O. O., Jr., 1977. On the oceanographic conditions in the Rio Grande do Sul state. *Atlântica (Rio Grande)* 2(2):25-110.
- CHARETTE, M.A.; BUESSELER, K.O.; ANDREWS, J.E., 2001. Utility of radium isotopes for evaluating the input and transport of groundwater-derived nitrogen to a Cape Cod estuary. *Limnology and Oceanography* (46):465-470.
- CIOTTI, A.M.; ODEBRECHT C.; FILLMANN G. e MÖLLER O. Jr, 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the

- southern Brazilian continental shelf, *Continental Shelf Research*, vol.15, p 1737-1756.
- CÔRREA, I. C. S. ; MEDEANIC, S. ; WESCHENFELDER, J. ; TOLDO JR, E. E. ; BAITELLI, R. ; NUNES, J.C. 2011. O Paleocanal do Rio da Prata na Plataforma Continental Sul-Brasileira. In: 63ª Reunião Anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, Goiânia. Anais da 63ª Reunião Anual da SBPC. Goiânia SBPC, 2011. p. 1375-1365
- COTHERN, C.R., REBERS, P.A., 1991. Radon, radium and uranium in drinking water. Lewis Publishers Inc., Chelsea, Michigan, USA.
- COWART, J. B. & OSMOND, J. K., 1977. Uranium isotopes in groundwater: their use in prospecting for sandstone-type uranium deposits. *Journal of Geochemical Exploration* (8): 365-379
- DHN 1974. Atlas de cartas piloto do Oceano Atlântico: trindade ao Rio do Prata. Diretoria de Hidrografia e navegação, Rio de Janeiro.
- DUGDALE, R. C., 1967. Nutrient limitation in the seas: dynamics, identification and significance. *Limnol. Oceanogr.*, 12:685-695.
- DULAIOVA, H.; BURNETT, W.C.; WATTAYAKORN, G.; SOJISUPORN, P., 2006. Are groundwater inputs into river-dominated areas important? The Chao Phraya River–Gulf of Thailand, *Limnol. Oceanogr. Methods* , 51 (5):2232–2247.
- EMILSSON, I. 1961. The shelf and coastal waters of southern Brazil. *Boletim do Instituto Oceanográfico IOUSP*, São Paulo, 11 (2):101 – 112.
- ESTAÇÃO METEOROLÓGICA da FURG. Banco de Dados Meteorológicos da estação principal da Fundação Universidade de Rio Grande. Online. <http://www.meteorologia.furg.br>
- ESTEVEES, F. A. 1998. Fundamentos de Limnologia. Editora Interciência, RJ, 602 p.
- ESTEVEES, F. de A; BARBOSA, F.A.R. 1999. Lagos. *Ciência Hoje*, 5(27):5-61.
- FARIAS, L. A., 2002. Calibração de uma linha de emanção para determinação de ²²²Rn em amostras de água do mar. Dissertação de mestrado. Ciências na Área de Tecnologia Nuclear. Instituto de Pesquisas Energéticas E Nucleares. São Paulo-SP, 84 p.

- FILLMANN, G., 1990. Caracterização química das massas de água da plataforma continental do sul do Brasil. Dissertação de Mestrado - FURG. Rio Grande, RS, Brasil. 133 p.
- FREITAS, A. C. N de, 2003. A estrutura vertical do sistema de correntes de contorno oeste ao sul da bifurcação de Santos. Dissertação de mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica – FURG. p.
- GAETA, S. A & BRANDINI, F.P., 2006. Produção primária do fitoplâncton na região entre Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: Rossi-Wongtschowski, C.L.D.B., Madureira, L.S. O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil. São Paulo: Edusp. 472 p, p. 219-264.
- GARCIA, 2007. Avaliação comparativa da influência dos padrões oceanográficos sobre a produção biológica da plataforma continental e talude em duas áreas do sul do Brasil. Relatório técnico PRONEX - Núcleo de Estudos Integrados de Processos Oceanográficos – NEIPOC (Processo N° 661102/98-0).
- GARCIA, C. A. E., 1998. Características Hidrográficas. IN: SEELIGER, U.; ODEBRECHT, C.; CASTELLO, J. P. Os Ecossistemas Costeiro e Marinho do extremo Sul do Brasil. p 18-21.
- GARCIA-SOLSONA, E. 2009. Submarine Groundwater Discharge in coastal Mediterranean areas by using radium isotopes: Venice Lagoon, Minorca and Castelló. Tese de doutorado. Facultat de Ciències - Institut de Ciència i Tecnologia Ambientals, 242 p.
- GARCIA-SOLSONA, E.; GARCIA-ORELLANA, J.; MASQUÉ, P.; RODELLAS, V.; MEJÍAS, M.; BALLESTEROS, B.; DOMÍNGUEZ, J.A., 2010. Groundwater and nutrient discharge through karstic coastal springs (Castelló, Spain). *Biogeosciences*, 7(2010):2625–2638.
- GARCIA-SOLSONA, E; GARCIA-ORELLANA, J.; MASQUÉ, P.; DULAIIOVA, H. 2008. Uncertainties associated with ^{223}Ra and ^{224}Ra measurements in water via a Delayed Coincidence Counter (RaDeCC). *Marine Chemistry* 109(2008):198–219.
- GASCOYNE, M. 1992. Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews* 11:609–32.

- GONZALEZ-RODRIGUEZ, E., 1992. Yearly variation in primary productivity of marine phytoplankton from Cabo Frio (RJ, Brazil) region. *Hydrobiologia* (294):145–156.
- IVANOVICH, M. & HARMON, R.S., 1992. Uranium-series disequilibrium: applications to earth, marine and environmental sciences. 2º ed., Clarendon Press, Oxford.
- KATSURAGAWA, M; MATSUURA, Y.; SUZUKI, K.; DIAS, J.F; SPACH, H.L.;. 1993. O Ictioplâncton ao largo de Ubatuba, SP: composição, distribuição e ocorrência sazonal (1985-1988). *Publ. Esp. Inst. Oceanogr.,S.Paulo*, 10:85-121.
- KAUFMAN, A.; TRIER, R. M.; BROECKER, W. S.; FEELY, H. W., 1973. The distribution of ^{228}Ra in the world ocean. *J. Geophys. Res.*(78): 8827-8848.
- KELLY, R.P. & MORAN S.B., 2002. Seasonal changes in groundwater input to a well-mixed estuary estimated using radium isotopes and implications for coastal nutrient budgets. *Limnology and Oceanography* (47):1796–1807.
- KLEIN, A. H. et al. Concreções fosfáticas no terraço do Rio Grande., 1992. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. Resumo expandido São Paulo. (1992):202-203.
- KREST, J.M. & J.W. HARVEY. 2003. Using natural distributions of short-lived radium isotopes to quantify groundwater discharge and recharge. *Limnology and Oceanography*, (48):290-298.
- KREST, J.M., MOORE, W.S., GARDNER, L.R., 2000. Marsh nutrient export supplied by groundwater discharge: evidence from radium measurements. *Global Biogeochemical Cycles* (14):167-176.
- KROEGER, K.D.; SWARZENSKI, P.W.; GREENWOOD, J.; REICH, C., 2007. Submarine groundwater discharge to Tampa Bay: Nutrient fluxes and biogeochemistry of the coastal aquifer. *Marine Chemistry* (104):85-97.
- LOPES, P. C., 2005. Estudo da variação sazonal das concentrações de ^{222}Rn em amostras de água do mar nas enseadas de Ubatuba, para a estimativa da descarga de águas subterrâneas. Dissertação de mestrado. Ciências na Área de Tecnologia Nuclear – Aplicações do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, 77 p.

- MACHADO, J.L.F. 2005 Compartimentação Espacial e Arcabouço Hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar. Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo, RS. 238 p.
- MANN, K.H. & LAZIER, J.R.N., 1991. Dynamics of marine ecosystems: Biological Physical Interactions in the Oceans. Blackwell Scientific Publications. 466 p.
- MARQUES, W.C., FERNANDES, E.H.L., MORAES, B.C., MOLLER, O.O., MALCHEREK, A., 2010. Dynamics of the Patos Lagoon coastal plume and its contribution to the deposition pattern of the southern Brazilian inner shelf. *J. Geophys. Res.* 115, C10045.
- MATSUURA, Y. 1986. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). *Ciência e Cultura* V.38(8): 1439-1450.
- MATSUURA, Y., 1995. Exploração pesqueira. In: “Os ecossistemas brasileiros e os principais macrovetores de desenvolvimento. Subsídios ao planejamento da gestão ambiental”. MMA. Cap. 4.6: 42-48
- MICHAEL, H.A.; MULLIGAN, A.E.; HARVEY, C.F., 2005. Seasonal oscillations in water exchange between aquifers and the coastal ocean. *Nature* (436):1145-1148.
- MILANI, I. C. B. , 2009. Fluxo subterrâneo de metais traço para a costa extremo sul do Brasil. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física-Química e Geológica.
- MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE., 2007. O Brasil e o Meio Ambiente Antártico. 1. ed. Brasília: MMA, 2007. v. 1. 140 p
- MIRANDA, L. B. & CASTRO FILHO, B. M. de, 1979. Aplicação do diagrama T-S estatístico- volume à análise das massas de água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. *Bolm Inst. Oceanogr.*, São Paulo, v. 28, n. 1, p 185-200.
- MÖLLER, Jr.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C. e CAMPOS, E. J. D., 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*. doi:10.1016/j.csr.2008.03.012
- MOORE, W. S. & SHAW, T. J., 2008. Fluxes and behavior of radium isotopes, barium, and uranium in seven Southeastern US rivers and estuaries. *Marine Chemistry* (108) 236–254

- MOORE, W. S., 2000. Determining coastal mixing rates using radium isotopes. *Continental Shelf Research*. 20 (2000): 1993-2007.
- MOORE, W.S. & ARNOLD, R., 1996. Measurement of ^{223}Ra and ^{224}Ra in coastal waters using a delayed coincidence counter. *Journal of Geophysical Research* (101):1321-1329.
- MOORE, W.S. & KREST, J.M., 2004. Distribution of ^{223}Ra and ^{224}Ra in the plumes of the Mississippi and Atchafalaya Rivers and the Gulf of Mexico. *Marine Chemistry* 86(3-4):105-119.
- MOORE, W.S. & OLIVEIRA, J., 2008. Determination of residence time and mixing processes of the Ubatuba, Brazil, inner shelf waters using natural radisotopes. *Estuarine, coastal and shelf science* 76 (3):512-521.
- MOORE, W.S., 1976. Sampling ^{228}Ra in the deep ocean. *Deep-Sea Research* (23):647-651.
- MOORE, W.S., 1987. Radium-228 in the South Atlantic Bight. *J. Geophys. Res.* 92 (C5), 5177–5190.
- MOORE, W.S., 1996. Large groundwater inputs to coastal waters revealed by ^{226}Ra enrichments. *Nature* (380):612–614.
- MOORE, W.S., 1997. The effects of groundwater input at the mouth of the Ganges-Brahmaputra Rivers on barium and radium fluxes to the Bay of Bengal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 141– 150.
- MOORE, W.S., 1999. The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water. *Marine Chemistry* 65, 111-126.
- MOORE, W.S., 2000. Determining coastal mixing rates using radium isotopes. *Continental Shelf Research* 20, 1995-2007.
- MOORE, W.S., 2006a. The role of submarine groundwater discharge in coastal biogeochemistry. *Journal of Geochemical Exploration* (88):389-393.

- MOORE, W.S., BLANTON, J.O., JOYE, S.B., 2006b. Estimates of flushing times, submarine groundwater discharge, and nutrient fluxes to Okatee Estuary, South Carolina. *J. Geophys. Res.* 111, C09006.
- MULLIGAN, A. E.; EVANS, R. L.; LIZARRALDE, D., 2007. The role of paleochannels in groundwater/seawater exchange. *Journal of Hydrology*. v. 335, (3-4), p 313-329.
- NASCIMENTO, A. P. 2010. Análise dos Impactos das Atividades Antrópicas em Lagoas Costeiras. Estudo de Caso da Lagoa Grande em Paracuru – Ceará. Dissertação de mestrado. Pós-graduação em Ciências Marinhas Tropicais do Instituto de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará. 110 p.
- NIENCHESKI, L. F. H; WINDOM, H. H.; MOORE, W. S. e JAHNKE, R. A., 2007. Submarine groundwater discharge of nutrients to the ocean along a costal lagoon barrier, southern Brazil. *Marine Chemistry* (106) 546–561.
- NIENCHESKI, L.F & WINDOM, H. L., 1994. Nutrient flux and budget in Patos Lagoon estuary. *The science of the environment* 149 (1994) p 53-60.
- ODEBRECHT, C. & DJURFELDT, L., 1996. The role of nearshore mixing on phytoplankton size structure off Cape Santa Marta Grande, southern Brazil (Spring 1989). *Archive of Fishery and Marine Research*, 43(3), 217-230.
- OLIVEIRA, J.; LOPES, P. C.; BRAGA, E. S.; CHIOZZINI, V. G., 2005. Estudo da variação sazonal das concentrações de ^{222}Rn em amostras de água do mar nas enseadas de Ubatuba, para a estimativa da descarga de águas subterrâneas. ISBN: 85-International Nuclear Atlantic Conference - INAC 2005. Santos, SP, Brazil, August 28 to September 2, 2005. Associação Brasileira De Energia Nuclear – ABEN. 99141-01-5
- PAIVA, M. L., 2011. Sistema Aquífero Guarani: fonte de nutrientes e elementos traço para a zona costeira. Monografia. Oceanologia. Universidade Federal do Rio Grande – FURG. 90 p.
- PELD, 2006. Pesquisas Ecológicas de Longa Duração. Sistema hidrológico do Taim (sítio 7). Publicado no site: <http://www.peld.ufrgs.br/>. Acessado em janeiro 2007.
- PEREIRA, P. S.; CALLIARI, L. J. & GUEDES, R. M. C. 2005. Permeabilidade das praias arenosas do Rio Grande do Sul: reflexo da herança geológica e morfodinâmica de praias. In: X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - Guarapari. X Congresso da ABEQUA.

- PEREIRA. 2005. Variabilidade da orla oceânica do Rio Grande do Sul e suas implicações na elaboração de planos de contingência: aspectos morfodinâmicos, sedimentológicos e geomorfológicos. Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de pós-graduação em Oceanografia Física-Química e Geológica, FURG. 160 p.
- PETERSON, R.N.; BURNETT, W.C.; DIMOVA, N.; SANTOS, I. R., 2009. Comparison of measurement methods for radium-226 on manganese-fiber. *Limnol. Oceanogr. Methods* 7:196-205 (2009).
- PETERSON, R.N.; BURNETT, W.C.; TANIGUCHI, M.; CHEN, J.; SANTOS, I.R.; ISHITOBI, T., 2008. Radon and radium isotope assessment of submarine groundwater discharge in the Yellow River delta, China. *Journal of Geophysical Research* 113, C09021.
- PIOLA A.R.; MATANO R.P.; PALMA E.; MOLLER O. O.; CAMPOS E., 2005. The influence of the Plata river discharge on the western South Atlantic Shelf. *Geophysical Research Letters*, 32: 1–4
- PIOLA, A.R., 2002: El impacto del Plata sobre la plataforma continental. In: Taller El Niño: sus impactos en el Plata y en la Región Pampeana, E.J.Schnak (Ed.), Com. Inv. Cient. de la prov. de Buenos Aires, Asoc. Bonaerense de Científicos, Fac. de Cs. Naturales y Museo de la Plata, La Plata, Argentina. Contribuciones: p 19-22.
- PIOLA, A.R., E.J.D. CAMPOS, O.O. MÖLLER Jr., M. CHARO e C. MARTINEZ, 2000. The Subtropical Shelf Front off eastern South America. *Journal Geophysical Research*, Vol. 105, C3, p 6565-6578.
- PIVEL, M.A.G. & CALLIARI, L. J. 1998. Caracterização preliminar das praias de Torres (RS) sob um enfoque morfodinâmico. In: XI Semana Nacional de Oceanografia, Rio Grande, FURG.
- POUGATCH, K.; SALCUDEAN, M.; GARTSHORE, I.; PAGORIA, P., 2007. Computational modeling of large aerated lagoon hydraulics. *Water Research* (41): 2109–2116.
- POVINEC, P.P.; BOKUNIEWICZ, H.; BURNETT W.; CABLE, J.; CHARETTE, M.; COMANDUCCI, J-F; KONTAR, E.A.; MOORE, W.S.; OBERDORFER, J.A.; OLIVEIRA J.; PETERSON, R.; STIEGLITZ, T.; TANIGUCHIM, M., 2008.

- Isotope tracing of submarine groundwater discharge offshore Ubatuba, Brazil: results of the IAEA–UNESCO SGD project. *Journal of environmental radioactivity*. (2008):1-15.
- POZZA, A.A.A.; CURI, N.; GUILHERME, L.R.C.; MARQUES, I.J.G.S.M.; COSTA, E.T.S.; ZULIANI, D.Q.; MOTTA, P.E.F.; MARTINS, R.S.; OLIVEIRA, L.C.A. 2009. Adsorção e dessorção aniônicas individuais por gibbsita pedogenética. *Química Nova*. 32(1): 99-105.
- RAMA & MOORE, W.S., 1996. Using the radium quartet for evaluating ground water input and water exchange in salt marshes. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60(23): 4645-4652.
- RAPAGLIA, J; CHRISTIAN F.; ZAGGIA L.; MOORE, W.S.; UMGIESSER, G.; GARCIA-SOLSONA, E.; GARCIA-ORELLANA, J.; MASQUE, P., 2010. Investigation of residence time and groundwater flux in Venice Lagoon: comparing radium isotope and hydrodynamical models. *Journal of Environmental Radioactivity* 101(2010):571–58.
- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H., RICHARD, F.A., 1963. The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill, M.N. (Ed.), *The Sea*, vol. 2. Wiley Interscience, New York, pp. 26–77.
- RIEDL, R.J.; HUANG, N.; MACHAN, R., 1972. The subtidal pump: A mechanism of interstitial water exchange by wave action. *Marine Biology* (3): 210–221.
- ROSSI-WONTSCHOWKI, C. L. Del & MADUREIRA, L. S-P., 2006. O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil. São Paulo. Editora da Universidade de São Paulo. 466 p.
- SANTOS, I. R. AND EYRE, B. D. 2011. Radon tracing of groundwater discharge into an Australian estuary surrounded by coastal acid sulphate soils. *Journal of Hydrology* 396: 246-257.
- SANTOS, I. R., W. C. BURNETT, J. P. CHANTON, B. MWASHOTE, I. G. N. A. SURYAPUTRA, AND T. DITTMAR, 2008a. Nutrient biogeochemistry in a Gulf of Mexico subterranean estuary and groundwater-derived fluxes to the coastal ocean, *Limnol. Oceanogr. Methods*, 53(2):705–718.

- SANTOS, I. R.; NIENCHESKI, F.; BURNETT, W. ; PETERSON, R. ; CHANTON, J. ; ANDRADE, C. F.F.; MILANI, I. ; SCHMIDT, A.; KNOELLER, K. 2008b. Tracing anthropogenically driven groundwater discharge into a coastal lagoon from southern Brazil. *Journal of Hydrology* 353(2008):275– 293.
- SANTOS, I. R.; NIENCHESKI, L. F.; BURNETT, W.; PETERSON, R.; CHANTON, J.; ANDRADE, C. F. F. DE; MILANI, I. C. E ATTISANO, K.K., 2008c. Submarine groundwater discharge into the ocean off Mangueira Lagoon (Southern Brazil) via ^{222}Rn and radium isotopes: An exploratory study. Congresso Brasileiro de Oceanografia. Congresso Brasileiro de Oceanografia. CD-ROM.
- SANTOS, I. R.; PETERSON, R. N.; EYRE, B. D.; BURNETT, W. C.. 2010. Significant lateral inputs of fresh groundwater into a stratified tropical estuary: Evidence from radon and radium isotopes. *Marine Chemistry* 121(2010): 37–48.
- SCHMIDT, A.; SANTOS, I.; BURNETT, W.; NIENCHESKI, F.; KNÖLLER, K. 2011. Groundwater sources in a permeable coastal barrier: Evidence from stable isotopes. *Journal of Hydrology*, 406 (1-2): 66-72.
- SEELIGER, U. & ODEBRECHT, C., 1998. Introdução e aspectos gerais. IN: SEELIGER, U.; ODEBRECHT, C.; CASTELLO, J. P. Os Ecossistemas Costeiro e Marinho do extremo Sul do Brasil. 341 p.
- SENAL, M.I.; JACINTO, G. S.; SAN DIEGO-MCGLONE, M. L.; SIRINGAN, F.; ZAMORA, P.; SORIA, L.; CARDENAS, M. B.; VILLANOY C.; CABRERA, O., 2011. Nutrient inputs from submarine groundwater discharge on the Santiago reef flat, Bolinao, Northwestern Philippines. *Marine Pollution Bulletin*. 63(5-12):195-200.
- SLOMP, C.P., VAN CAPPELLEN, P., 2004. Nutrient inputs to the coastal ocean through submarine groundwater discharge: controls and potential impact. *Journal of Hydrology* 295:64-86.
- SOARES, M. G. 2006. Efeito de fontes distintas de eutrofização, antrópica e natural, na estrutura de tamanho do fitoplâncton e na relação entre a produção primária e bacteriana: estudos na Baía de Guanabara e na região de ressurgência de Cabo Frio, RJ. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 208p.

- SOUZA, A. T. M., 2006. Resposta do fitoplâncton a um evento de ressurgência em uma estação fixa, na Plataforma Interna de Cabo Frio - RJ. Dissertação de mestrado. Ecologia. Universidade Estadual de Santa Cruz. Ilhéus – BA, 70 p.
- SOUZA, J. A. G., 2007. Caracterização morfo-sedimentar da plataforma continental interna da enseada do pântano do sul, Ilha de Santa Catarina, SC. Dissertação de mestrado Programa de pós-graduação em geociências. 86 p.
- SPOLADORE, A. 2006. A geologia e a geoespeleologia como instrumentos de planejamento para o desenvolvimento do turismo – O caso de São Jerônimo da Serra/PR. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 304 p.
- SVERDRUP, H.U., JOHNSON, M.W., FLEMING, R.H., 1942. The Oceans: their Physics, Chemistry and General Biology. Prentice-Hall, Englewood Cliff, NJ, 1087 p.
- TANIGUCHI, M.; BURNETT, W.C.; CABLE, J.E.; TURNER, J.V., 2002. Investigation of submarine groundwater discharge. *Hydrological Processes* (16):2115-2129.
- TEIXEIRA, W. E., 2004. Determinação das concentrações dos isótopos naturais de Ra em amostras costeiras do litoral norte do estado de São Paulo. Dissertação do IPEN- Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. São Paulo, 87 p.
- TOLDO Jr., E.E; AYUP-ZOUAIN, R.N.; CORRÊA, I.C.S.; DILLENBURG, S.R. 1991. Barra Falsa: Hipótese de um paleocanal holocênico de comunicação entre a laguna dos Patos e o Oceano Atlântico. *Pesquisas* 18(2): 99–103. CECO/IG/UFRGS.
- TOMAZELLI L.J. & VILLWOCK J.A., 2005. Mapeamento Geológico de Planícies Costeiras: o Exemplo da Costa do Rio Grande do Sul. *Gravel, Porto Alegre* (3): 109-115.
- VALENTIN, J. L. 1994. A ressurgência fonte de vida dos oceanos. *Ciência Hoje*, 18(102):19-25.
- VALENTIN, J. L.; LINS DA SILVA, N.; MONTEIRO-RIBAS, W. M.; MUREB, M. A.; BASTOS, C. T. B. T.; TENEMBAUM, D. R.; ANDRÉ, D. L.; JACOB, S. A.; PESSOTTI, E. 1986. Le plâncton dans l'upwelling de Cabo Frio (Brésil):

- microrépartition spatio-temporelle à une station fixe. *Ann. Inst. Océanogr.*, Paris, 62(1):117-135.
- VALIELA, I.; COSTA, J.; FOREMAN, K.; TEAL, J.M.; HOWES, B.; AUBREY, D., 1990. Transport of groundwater borne-nutrients from watersheds and their effects on coastal waters. *Biodegradation* (10):177-197.
- VARGAS, B. M.; FREIRE, P. C. DA S.; ACCETTA, D.; UHRENHOLDT, T.; AMORIM, J. C. C. 2001. Estudos de circulação d'água e de dispersão de poluentes no complexo lagunar sul de Santa Catarina. I SBEA – Simpósio Brasileiro de Engenharia Ambiental, Itajai - SC.
- VILLANUEVA, A. O. N.; MARQUES, D. da M.; TUCCI, C. E. M. 2000. The Taim wetland conflict: a compromise between environment conservation and irrigation. *Intern. Water Res. Ass.*, 25 (4):610-616.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L. J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, (8): 1-45. CECO/IG/UFGRS
- WASKA, H & KIM, G., 2001. Submarine groundwater discharge (SGD) as a main nutrient source for benthic and water-column primary production in a large intertidal environment of the Yellow Sea. *Journal of Sea Research*. (65):103-113.
- WEIGEL F. 1978. Radon. *Chemiker Zeitung* 102(9):287-299
- WILKENING, M., 1990. Radon in the environment. Department of Physics, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, NM 87801, U.S.A.
- WINDOM, H. L.; MOORE, W. S.; NIENCHESKI, L. F. H. & JAHNKE, R. A. 2006. Submarine groundwater discharge: A large, previously unrecognized source of dissolved iron to the South Atlantic Ocean. *Marine Chemistry*. 102 (3-4):252-266.
- WRAY, R. A. L., 1997. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? *Cave and Karst Science* 24 (2), p. 81-86
- WRAY, R.A., 1996. A global Review of Solution Eathering Form on Quartz Sandstones. *Earth – Scienci Reviews*, vol. 42, pp: 137 – 160. Ed. Elsevier.

ZANATTA, L.C.& COITINHO, J.B.L., 2002. Utilização de poços profundos no Aquífero Guarani para abastecimento público em Santa Catarina”. In: XII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Florianópolis, (1) CD-ROM.

APÊNDICE

Apêndice I. Cenários meteorológicos

Foi realizado um breve estudo meteorológico, a fim de caracterizar os cenários das diferentes expedições: Maio/08; Set/08 e Jul/09. A análise possibilitou a caracterização das expedições em função da pluviosidade e da predominância dos ventos (Tabela 1). Inicialmente foram selecionadas estações meteorológicas próximas aos diferentes locais amostrados (Chuí, Santa Vitória do Palmar e Rio Grande). No entanto, devido à lacuna de dados nas referidas estações meteorológicas, optou-se por utilizar apenas os dados referentes à estação de Rio Grande, visando a um panorama geral. Os dados diários de direção e intensidade do vento e das taxas de precipitação e evaporação, desde 2007 até 2010, foram obtidos pelo Banco de Dados Meteorológicos – FURG.

Foi selecionado um período de trinta dias para a avaliação de cada expedição (29 dias anteriores ao último dia de amostragem). O intervalo de tempo foi eleito em função do tempo de residência (Capítulo III, *item 4.1.1.2*), que representa o tempo gasto para uma dada porção de água deixar um corpo de água e alcançar as águas do mar (Moore *et al*, 2006).

A região em estudo é influenciada por regime de ventos, com predominância dos do quadrante NE-SW (DHN, 1974). Castelão & Möller, em 2003, estudaram a influência dos ventos no estuário da lagoa dos Patos e observaram que, sempre que houver presença de vento com intensidade superior a 4 m s^{-1} por aproximadamente cinco dias, o sistema incorpora grande parte da energia transferida pelo vento. Dessa forma, sob efeito dos ventos NE, as águas do mar são direcionadas para o sul, afastando-se da costa. Comportamento oposto ocorre quando, sob influência dos ventos

SW, as águas do mar são orientadas na direção da costa. Essa orientação favorece mais a recirculação da água salgada na barreira arenosa do que a descarga de água doce.

Tabela 1. Distintos cenários meteorológicos

Expedição	Predominância		Precipitação <i>mm</i>	Evaporação <i>mm</i>	P-E	
Maio/08	SW	32%	0,89	3,31	-2,41	Baixa pluviosidade
Set/08	NE	33%	2,76	2,72	0,04	Alta pluviosidade
	SW	29%				
Jul/09	NW	22%	1,28	2,75	-1,47	Pluviosidade intermediária
	SW	21%				

Fonte: Banco de dados meteorológicos - FURG

1.1. Expedição Maio/08

A análise meteorológica para o período em questão demonstra uma superação da taxa de evaporação em relação à taxa de precipitação ($P-E=-2,41$), caracterizando-o como período de baixa pluviosidade (Figura 1). A predominância de ventos SW, os quais se perpetuam por um período igual a seis dias (de 4 a 9 de maio), com intensidades entre 1 e 10 m s^{-1} , permite afirmar que as águas estão sendo deslocadas em direção à costa, dificultando a descarga de água subterrânea e favorecendo a recirculação de água salgada na barreira arenosa.

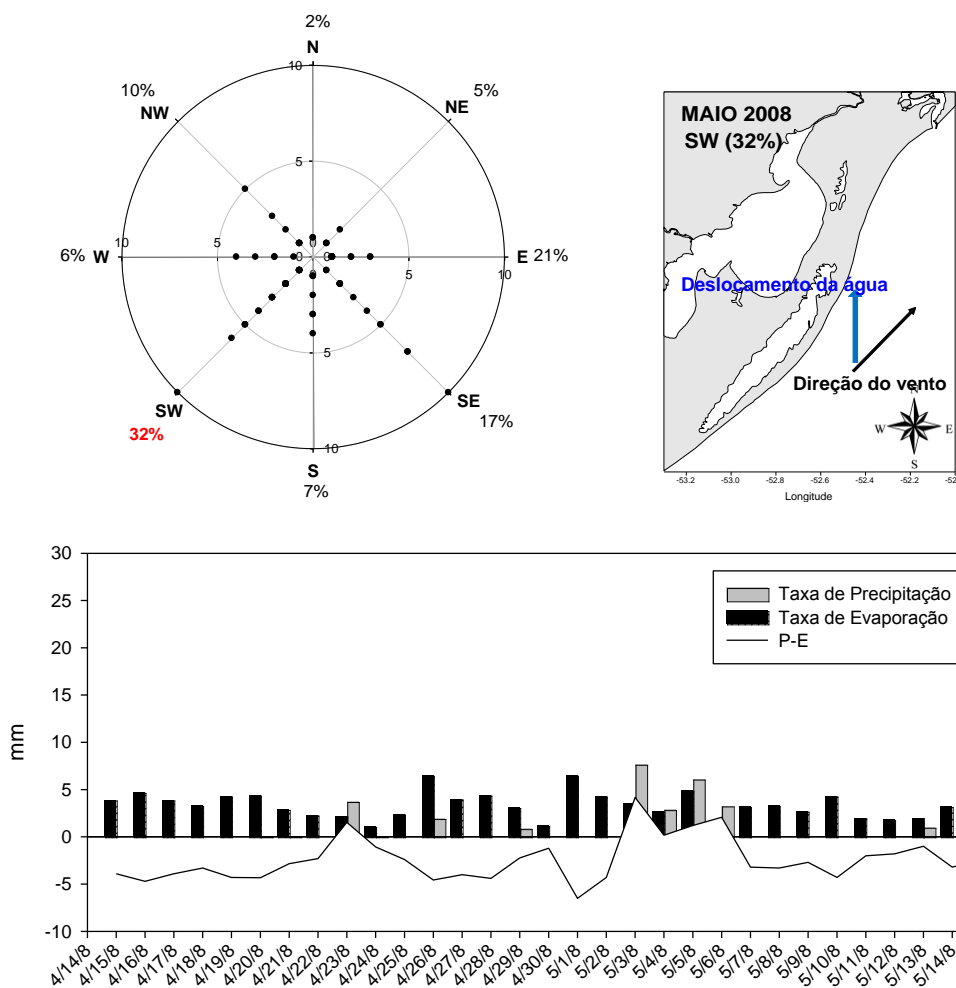


Figura 1. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Maio/08 (período de: 14/Abril até 14/Maio)

1.2. Expedição Set/08

Para esse período, as taxas de precipitação sobrepuseram-se às taxas de evaporação, o que permitiu caracterizá-lo como de alta pluviosidade (Figura 2). Além da alta pluviosidade, o período foi marcado por constantes variações nas direções do vento. No entanto, as oscilações predominantes foram de ventos NE (33%) e SW (29%), com duração máxima de três dias.

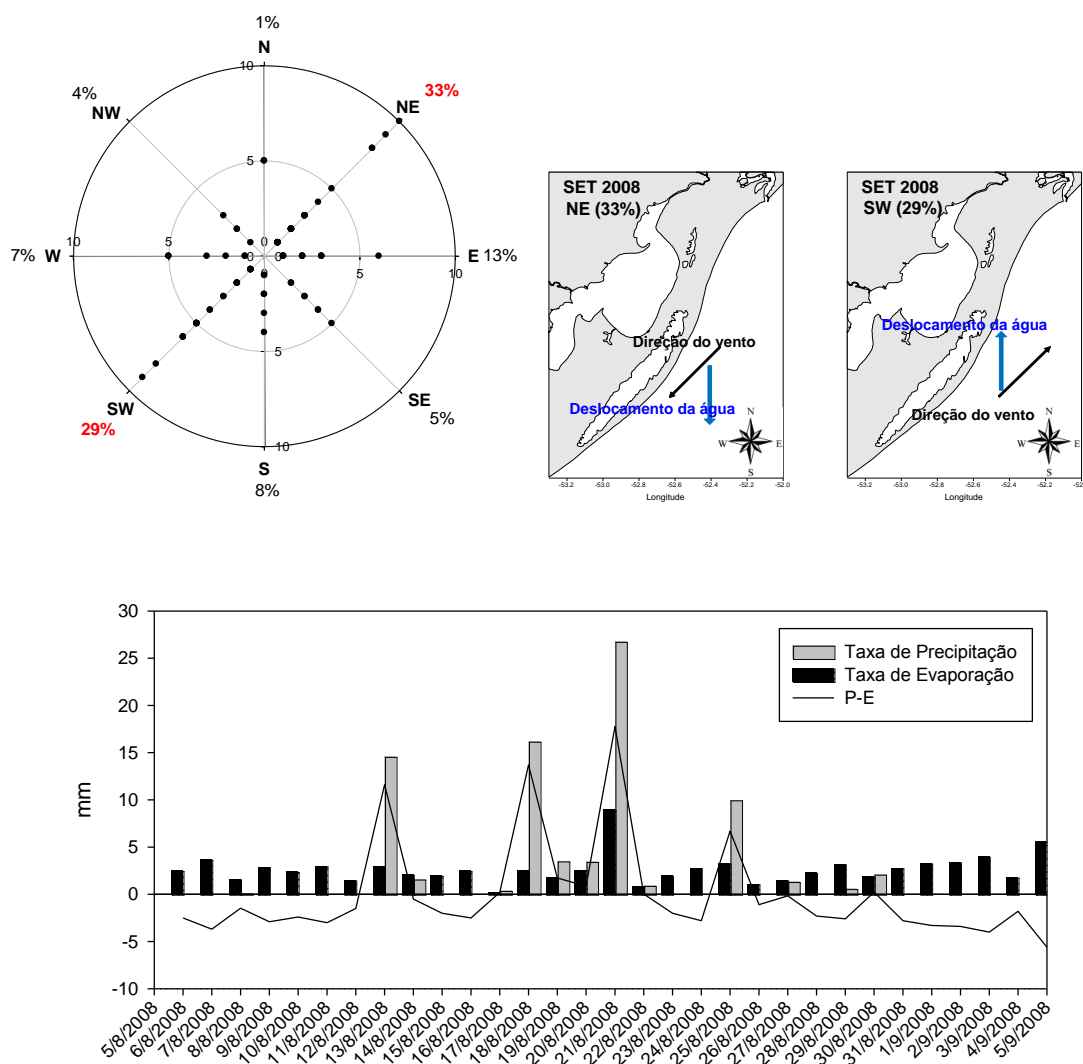


Figura 2. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Set/08 (período de: 5/Ago até 5/Set).

1.3. Expedição Julho/09

O período em estudo foi caracterizado como de pluviosidade intermediária (Figura 3) e a predominância dos ventos variou entre ventos NW (22%) e SW (21%), sendo que os ventos NW apresentaram maiores intensidades (1-10 m s^{-1}) quando comparados aos ventos SW (1-6 m s^{-1}).

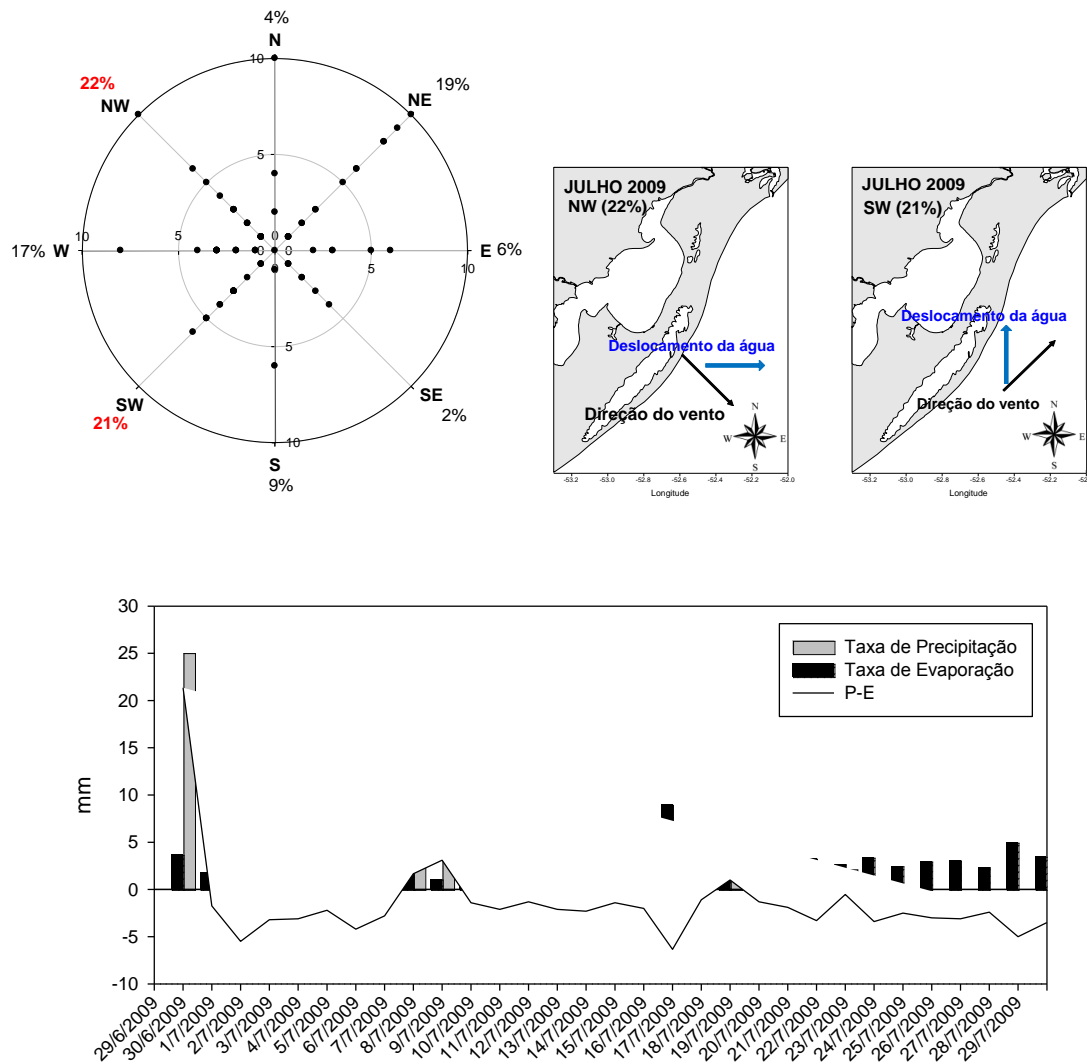


Figura 3. Dados da Estação Meteorológica de Rio Grande - FURG referentes à expedição de Set/08 (período de: 29/Jun até 29/Julho).

Apêndice 2. Determinação da constante de decaimento (λ)

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \equiv A, \text{ sendo } N : \text{ número de átomos, } t : \text{ tempo, } \lambda : \text{ constante de}$$

decaimento e A : atividade.

A atividade de um radioisótopo pode ser medida em desintegrações por minuto (dpm) ou dps (Bq)

Essa equação pode ser integrada para:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \text{ ou } A = A_0 e^{-\lambda t}, \text{ sendo } N_0 \text{ ou } A_0 : \text{ o número inicial de átomos ou}$$

a atividade inicial

O termo $e^{-\lambda t}$, representa a fração do radionuclídeo (seja em átomos ou em atividade) remanescente após um intervalo de tempo, ou seja, esse termo refere-se ao decaimento exponencial dos radioisótopos e pode variar de 0 a 1,0.

2.1. Tempo de meia-vida

Tempo de meia-vida ($t_{1/2}$) é o tempo requerido para reduzir N ou A pela metade e está relacionado à constante de decaimento.

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \text{ ou } \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}}$$

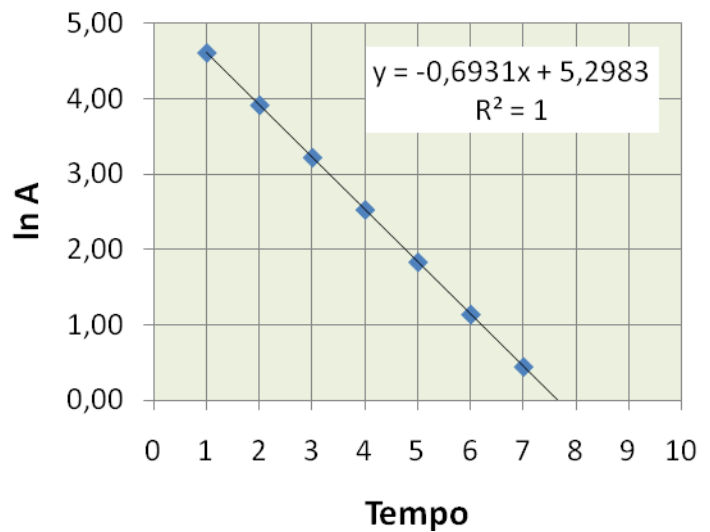
O tempo de meia-vida pode ser determinado pela variação da atividade em relação ao tempo. Ao plotar $\ln A$ versus t , tem-se uma reta com uma inclinação negativa.

Sabe-se que o valor do coeficiente angular de uma reta é a tangente do seu ângulo de inclinação (Apêndice 4.1). Portanto, o cálculo do coeficiente angular de uma reta pode ser feito pela razão da diferença entre dois pontos pertencentes a ela.

$$m = \operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta y}{\Delta x}$$

Essa inclinação, também chamada de slope, é a constante de decaimento λ , expressa em dia^{-1} .

$$\ln A_t = -\lambda t + \ln A_0$$



Apêndice 3. Dedução da equação do tempo de residência

$$\left(\frac{{}^{228}\text{Ra}}{{}^{224}\text{Ra}} \right)_{\text{final}} = \left(\frac{{}^{228}\text{Ra}}{{}^{224}\text{Ra}} \right)_{\text{inicial}} \times \left(\frac{e^{-\lambda_{228} t}}{e^{-\lambda_{224} t}} \right)$$

Sendo: $\left(\frac{{}^{228}\text{Ra}}{{}^{224}\text{Ra}} \right)_{\text{final}} = \Delta\text{Ra}_{\text{final}}$ e $\left(\frac{{}^{228}\text{Ra}}{{}^{224}\text{Ra}} \right)_{\text{inicial}} = \Delta\text{Ra}_{\text{input}}$, tem-se:

$$\left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) = \left(\frac{e^{-\lambda_{228} t}}{e^{-\lambda_{224} t}} \right), \text{ aplica-se a função logarítmica que é o inverso da}$$

função exponencial.

$$\ln \left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) = \ln \left(\frac{e^{-\lambda_{228} t}}{e^{-\lambda_{224} t}} \right), \text{ considerando que } \ln \left(\frac{a}{b} \right) = \ln a - \ln b, \text{ tem-}$$

se:

$$\ln \left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) = \ln e^{-\lambda_{228} t} - (e^{-\lambda_{224} t}), \text{ sendo } \ln e = 1, \text{ tem-se:}$$

$$\ln \left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) = -\lambda_{224} t - (-\lambda_{228} t), \text{ isolando o } t$$

$$\ln \left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) = t(\lambda_{228} - \lambda_{224}), \text{ tem-se finalmente a equação referente à idade}$$

aparente das águas:

$$t = \ln \left(\frac{\Delta\text{Ra}_{\text{input}}}{\Delta\text{Ra}_{\text{final}}} \right) \times \frac{1}{(\lambda_{228} - \lambda_{224})}$$

Apêndice 4. Quantificação dos fluxos de isótopos naturais de rádio oriundo do sedimento de fundo

A partir de um experimento com cores, pode-se identificar o fluxo de ^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra , ^{228}Ra e ^{222}Rn oriundos dos sedimentos. O fluxo de difusão pode ser determinado pelo enriquecimento de rádio em função do tempo na água sobrejacente dos cores incubados.

Os fluxos em estudo dependem das características sedimentológicas locais e, teoricamente, serão sempre baixos; porém, é importante sua aplicação nos inventários para eliminar a parcela dos elementos oriunda dos sedimentos. Assim, elimina-se qualquer fluxo proveniente do sedimento no cálculo da SGD (Garcia- Solsona, 2009).

Os cores coletados, segundo Beck *et al.* (2007), devem apresentar profundidade entre 10 e 15 cm e diâmetro de aproximadamente 29 cm. Esses cores devem ser vedados da melhor forma possível e podem ser colocados em uma bombona cheia de água do ambiente, apenas para prevenir que o sedimento escape dele. A água sobrejacente ao core também deve ser do ambiente e conter aproximadamente 10 L, além de ser bem aerada, a fim de evitar alterações nas características redox.

No intuito de que os resultados obtidos representem processos naturais de forma mais precisa, as comunidades biológicas não foram alteradas. Sendo assim, tais resultados chamados de difusão; na realidade, representam a combinação da difusão e da bioturbação.

O fluxo de difusão de rádio para a água sobrejacente deve ser determinado a partir da incubação do core e por retiradas de amostras em intervalos progressivamente mais longos (12, 24, 36, 48, 60 e 72 horas de incubação). No entanto, antes da primeira amostragem, deve-se garantir que a água sobrejacente esteja isenta de rádio. Para isso, é

necessário deixar a água sobrejacente em circulação por uma fibra de MnO_2 por aproximadamente 24 horas. Essa fibra tem a capacidade de adsorver todo o rádio presente na água circulada, fazendo a água que retorna ao core ficar livre de qualquer resquício de rádio. A mesma fibra é desprezada e a primeira fibra, correspondente às primeiras 12 horas, é acoplada ao sistema. Após 12 horas, troca-se de fibra, colocando a segunda que, por sua vez, ficará 24 horas e assim sucessivamente até a sexta fibra, conforme o esquema a seguir (Figura 4).

À medida que essas fibras são retiradas do sistema, seguindo a metodologia apresentada no Capítulo II, *item 3.4*, pode-se determinar as atividades de ^{224}Ra e ^{223}Ra .

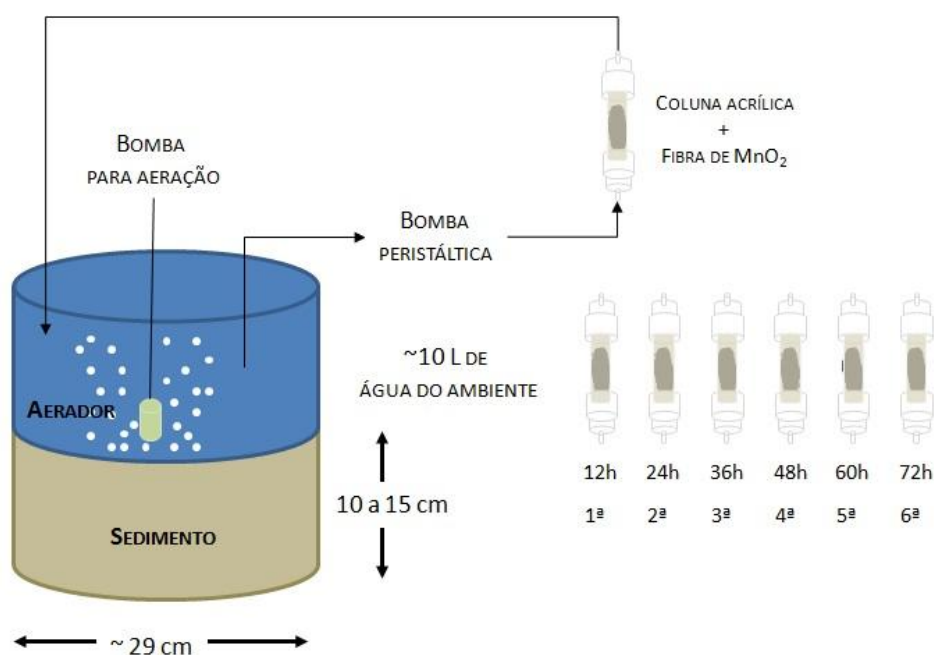


Figura 4. Esquema para Incubação do core e retiradas de amostras (fibras MnO_2).

As atividades dos radioisótopos, em função do tempo de incubação, apresentaram uma reta com inclinação positiva (Figura 5), ou seja, quanto maior o tempo de exposição da água sobrejacente ao sedimento, maior será a difusão dos

radioisótopos. Cabe salientar que os dados apresentados a seguir são hipotéticos, servindo apenas para facilitar a compreensão do experimento.

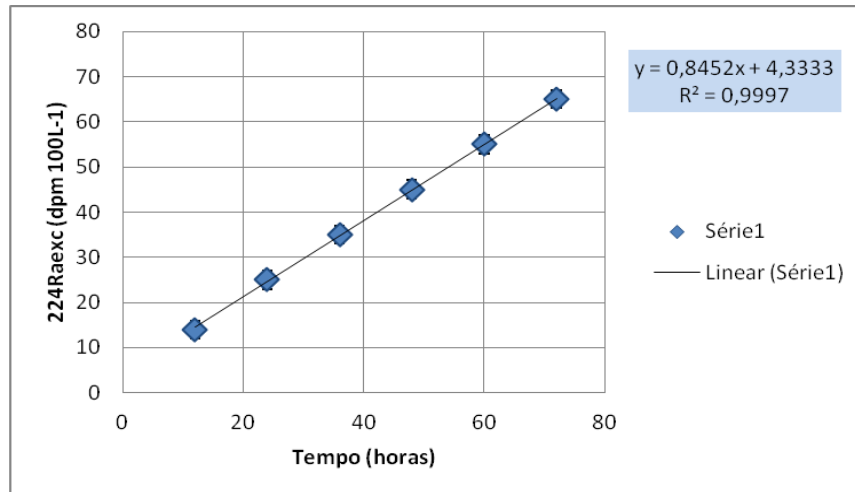


Figura 5. Correlação entre tempo de incubação e a atividade de ^{224}Ra (dpm 100 L⁻¹).

4.1. Coeficiente angular da reta

É sabido que o valor do coeficiente angular de uma reta é a tangente do seu ângulo de inclinação, considerando que ela passa pelos pontos A(x_A , y_A) e B(x_B , y_B) e possui um ângulo de inclinação com o eixo x igual a α (Figura 6).

Prolongado a semirreta que passa pelo ponto A, forma-se um triângulo retângulo no ponto C.

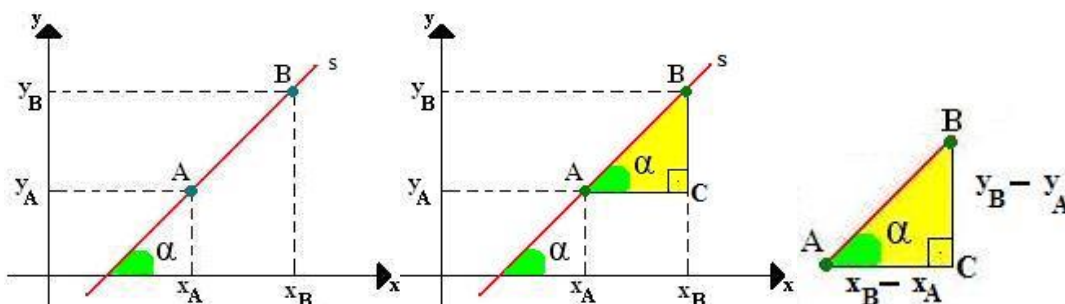


Figura 6. Prolongamento da semirreta e formação de triângulo retângulo para o cálculo do fluxo de difusão.

O ângulo A do triângulo BCA será igual ao da inclinação da reta, pois, pelo Teorema de Tales, duas retas paralelas cortadas por uma transversal formam ângulos correspondentes iguais. Levando em consideração o triângulo BCA e que o coeficiente angular é igual à tangente do ângulo de inclinação, teremos:

$$tg\alpha = \text{cateto oposto} / \text{cateto adjacente}$$

$$tg\alpha = y_B - y_A / x_B - x_A$$

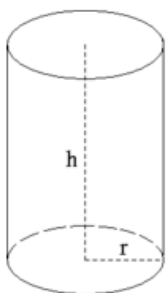
Portanto, o cálculo do coeficiente angular de uma reta pode ser feito pela razão da diferença entre dois pontos pertencentes a ela, ou seja, α é dpm h^{-1} .

$$m = tg\alpha = \Delta y / \Delta x$$

4.2. Área do core

Para estimar esse fluxo, deve ser considerada a área do core, ou seja, a área de sedimento contida nesse core e a área da região de estudo que seja semelhante à sedimentologia avaliada pelo core em questão

Área do cilindro



Se o cilindro tem um raio r e uma altura h , a área é:

$$\text{A área da base é: } AB = \pi r^2$$

$$\text{A área lateral é: } AL = 2\pi r h$$

$$\text{Por fim, a área total é: } AT = 2AB + AL \text{ ou } AT = 2\pi r(h + r)$$

Multiplicando o fluxo de difusão obtido pela área do core, obtem-se o fluxo de rádio no core ($\text{dpm h}^{-1} \text{ m}^{-2}$), que pode ser extrapolado para área de igual sedimentologia. Assim, é possível subtrair esse fluxo proveniente do sedimento da parcela de SGD, eliminado a interferência de fundo.

Apêndice 5. Balanço de sal proposto por Windom et al. (2006)

Para fazer o balanço de sal, foi utilizada a salinidade média das águas subterrâneas da região de praia, verificadas ao longo de toda a costa do extremo sul do Brasil, desde os molhes de Rio Grande até os molhes do Chuí (Tabela 2).

Tabela 2. Salinidades das águas subterrâneas da região de praia para diferentes períodos amostrais.

Distância dos Molhes de RG (km)	Salinidade		
	Mai/08	Set/08	Jul/09
2,88	20,96	NA	28,00
25,97	22,41	NA	12,20
42,30	27,91	NA	21,60
66,61	10,73	NA	12,70
73,38	6,43	NA	16,40
85,12	-	6,44	-
90,87	11,24	NA	7,30
97,65	15,38	NA	16,60
118,54	26,12	NA	22,10
131,23	8,85	NA	16,30
155,19	-	28,32	-
157,06	28,29	NA	29,00
168,46	-	NA	-
185,00	28,33	NA	21,10
203,50	-	24,27	-
216,04	23,50	16,92	16,00
Média	19,18	19,00	18,28

NA: Não amostrado

O balanço de sal permite conhecer o percentual de água doce e de água salgada a partir de um determinado valor de salinidade. No balanço de sal proposto por Windom et al. (2006), considera-se que a salinidade máxima (36) é igual a 100%. O que torna possível estimar, por exemplo, para Maio/08, quando a salinidade média das águas subterrâneas na região de praia é igual a 19,18, que seja alcançado o percentual de 55,19% de água salgada e 44,81% de água doce (Tabela 3).

Sabendo que a SGD apresenta duas componentes: (1) a água doce de origem continental e (2) a água do mar recirculada, tem-se:

$$SGD = Q_{fw} + Q_{sw}$$

Equação 14

onde Q_{sw} é o fluxo de água do mar para a barreira permeável, recirculada na SGD. E para o balanço de massa, assumindo um estado estacionário, o transporte de água subterrânea deve ser igual à mistura dessa fração de água salgada misturada à fração de água doce Q_{fw} .

Dessa forma, como a SGD calculada no Capítulo III (*item 4.2.3*) representa 100% do fluxo de água e através do balanço de sal pôde-se estabelecer os percentuais de água doce e salgada, é possível, então, calcular a descarga das parcelas em questão (Tabela 3).

Tabela 3. Valores estimados para a SGD e suas frações de água doce e salgada para os períodos em estudo.

	Maio 2008	Set 2008	Julho 2009
Taxa de advecção (cm d⁻¹)	3,7	2,4	2,4
% água salgada	55,19	52,78	50,78
% água doce	44,81	47,22	49,22
Q_{sw} (m ³ d ⁻¹)	4,49E+07	2,79E+07	2,68E+07
Q_{fw} (m ³ d ⁻¹)	3,65E+07	2,49E+07	2,60E+07
SGD (m³ d⁻¹)	8,14E+07	5,28E+07	5,28E+07

Maio/08 (baixa pluviosidade); Set/08 (alta pluviosidade) e Jul/09 (pluviosidade intermediária). Detalhes adicionais Apêndice 1.

Apêndice 6. Cálculo da SGD segundo Moore (2000) e Niencheski et al. (2007)

Outras metodologias podem ser utilizadas para a estimativa da SGD. Contudo, algumas delas necessitam tanto dos isótopos de rádio de meia-vida curta (^{223}Ra , $t_{1/2}$: 11,4 dias; ^{224}Ra , $t_{1/2}$: 3,66 dias) quanto dos de meia-vida longa (^{226}Ra , $t_{1/2}$: $1,6 \cdot 10^3$ anos ; ^{228}Ra , $t_{1/2}$: 5,75 anos). A metodologia proposta por Moore (2000) faz uso dos quatro isótopos e considera que o aporte de rádio é balanceado pelo fluxo de cada isótopo de rádio em direção ao mar. Devido ao tempo de meia-vida, os isótopos de meia-vida curta decaem quase que completamente antes de atingir o limite da plataforma continental enquanto os outros dois não decaem quase nada. Moore (2000) afirma que as diferenças apresentadas nas taxas de decaimento fornecem uma poderosa ferramenta em modelos de circulação de água e mistura na plataforma. Para calcular a SGD, seguindo a metodologia de Moore (2000) e Niencheski *et al* (2007), é preciso: (1) calcular o coeficiente de difusão (K_h) em função dos isótopos de meia-vida curta; (2) estimar o fluxo total de isótopos de rádio requerido para que o balanço de rádio permaneça inalterado no sistema, a partir do gradiente de isótopos de meia-vida longa; do K_h previamente calculado e da profundidade da camada de mistura; (3) extrapolar esse fluxo de radioisótopos por toda a linha da costa; (4) utilizar o *endmember* para, finalmente, calcular o fluxo de água subterrânea (SGD) e (5) fazer o balanço de sal para estimar as parcelas de água doce e de água salgada recirculada da SGD. Os apêndices seguintes referem-se à segunda metodologia proposta, e neles serão descritas as etapas recém-citadas. Os apêndices podem também ser utilizados separadamente para o entendimento de cada variável.

6.1. Determinação da constante de difusão (Kh)

Somente é possível calcular a constante de difusão quando: (1) assume-se o sistema em estado estacionário e; (2) desde que ao longo de um transecto em direção *offshore* não exista qualquer processo de advecção. O termo referente ao decaimento (λA) desses isótopos deve ser incluído quando forem utilizados os isótopos de meia-vida curta (^{223}Ra e ^{224}Ra), conforme demonstrado na Equação 11.

$$\left(\frac{dA}{dt}\right) = \left(Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}\right) - \left(\omega \frac{\partial A}{\partial x'}\right) - \lambda A$$

Acumulação
Difusão
Advecção
Decaimento

Equação 15

Excluindo o termo referente a advecção, tem-se:

$$\left(\frac{dA}{dt}\right) = \left(Kh \frac{\partial^2 A}{\partial x^2}\right) - \lambda A$$

Equação 16

Neste caso as condições de contorno são:

$$A = A_0, \text{ quando } x = 0$$

$$A \rightarrow 0, \text{ quando } x \rightarrow \infty$$

Se Kh é constante e o sistema está em estado estacionário,

$$A_x = A_0 \exp\left[-x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}}\right]$$

Equação 17

onde A_x é a atividade na distância x da costa, A_0 é a atividade na distância zero e λ é a constante de decaimento.

$$\ln A_x = \ln A_0 - x \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \quad \text{Equação 18}$$

Comparando esta à equação da reta, tem-se a inclinação da reta (também chamada de *slope*).

$$m = \sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \quad \text{Equação 19}$$

Dessa forma, o Kh pode ser obtido a partir da inclinação da reta (m), encontrada quando plotado o logaritmo neperiano das atividades dos radioisótopos *versus* a distância da costa (Figura 7).

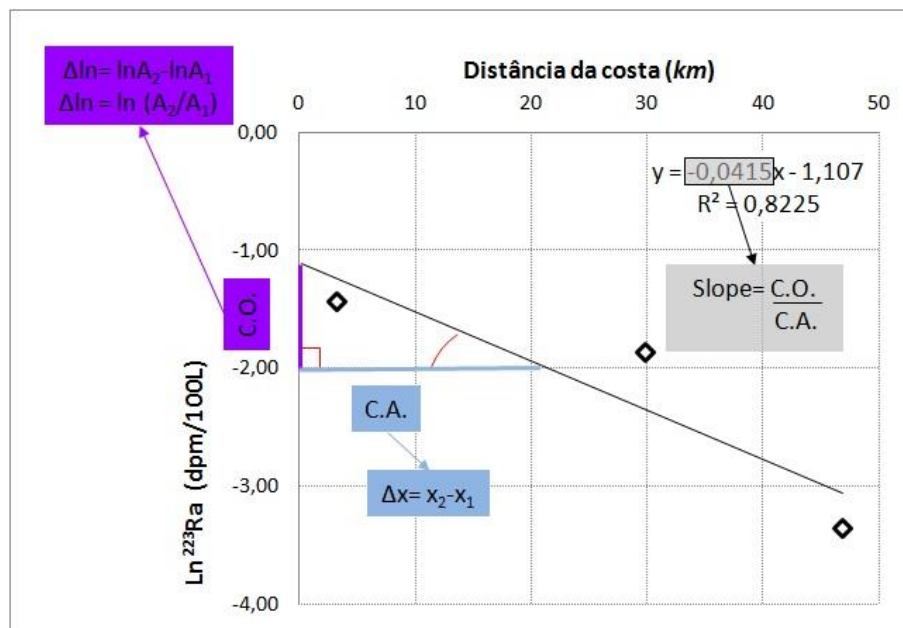


Figura 7. Relação entre o logaritmo neperiano das atividades de ²²³Ra e a distância da costa (até 50 km).

Sabe-se que a inclinação da reta é igual à tangente do ângulo formado pela mesma reta (Apêndice 4.1). Então, tem-se:

$$slope = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{\Delta \ln A}{\Delta x} = \frac{\ln A_2 - \ln A_1}{x_2 - x_1} = \frac{\ln \left[\frac{A_2}{A_1} \right]}{x_2 - x_1} \quad \text{Equação 20}$$

Considerando que Δx é a variação da distância (km) e $\Delta \ln A$, a variação do logaritmo neperiano das atividades dos isótopos de rádio, tem-se que a unidade do *slope* é km^{-1} . Para encontrar o Kh , basta utilizar a Equação 15, isolando o termo Kh e substituindo os valores de *slope* e da constante de decaimento (λ), sendo a última descrita no Apêndice 2. No entanto, para fins de cálculos, a λ para o ^{223}Ra é igual a $0,0608 \text{ dia}^{-1}$.

$$m^2 = \left(\sqrt{\frac{\lambda}{Kh}} \right)^2$$

$$m^2 = \frac{\lambda}{Kh}$$

$$Kh = \frac{\lambda (\text{dia}^{-1})}{m^2 (\text{km})^2}$$

Sendo assim, a constante de difusão calculada a partir do gradiente de concentração das atividades de ^{223}Ra é igual a $35 \text{ km}^2\text{d}^{-1}$ ou $409 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$

6.2. Cálculo do fluxo de radioisótopos, segundo Moore (2000)

O fluxo das atividades dos isótopos é calculado a partir do gradiente dos isótopos de meia-vida longa ao longo da plataforma junto à constante de difusão, calculada pelo logaritmo neperiano das atividades isótopos naturais de rádio de meia-vida curta também ao longo da plataforma. Em Moore (2000), foi utilizada a média entre os coeficientes de difusão calculados para os isótopos ^{223}Ra e ^{224}Ra e o gradiente das atividades de ^{226}Ra , a fim de estimar o fluxo de radioisótopos para a plataforma

$$\text{Fluxo de } ^{226}\text{Ra} = \text{slope} * Kh * \text{camada de mistura (m)} \quad \text{Equação 21}$$

Entretanto, como para o presente trabalho não há dados de isótopos de longa-vida para o transecto em direção *offshore*, foi utilizado o gradiente de concentrações das atividades de ^{223}Ra para estimar esse fluxo (Figura 8). O *slope* é: 0,0045; *Kh*: $35 \text{ km}^2 \text{ d}^{-1}$ (calculado a partir do $\ln^{223}\text{Ra}$) e a camada de mistura analisada foi considerada de 10 m.

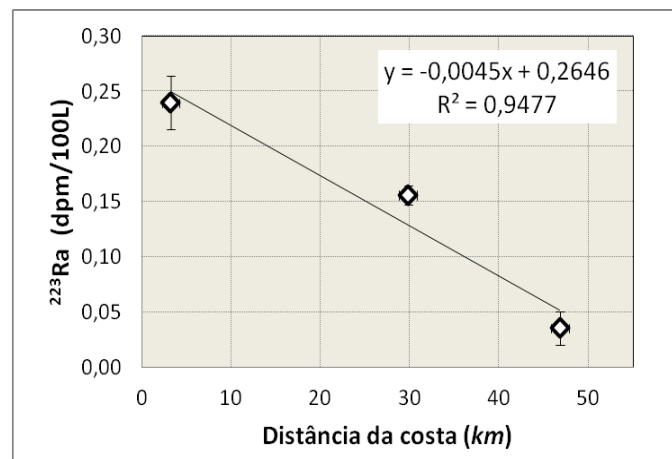


Figura 8. Distribuição da atividade de ^{223}Ra ao longo do transecto em direção *offshore* (até 50 km).

A camada de mistura refere-se à camada homogênea, ou seja, à camada que seguramente não recebe qualquer influência do sedimento de fundo. Ela é determinada

em função dos valores de σ_t , uma vez que o mesmo representa a densidade de forma simplificada através das variações de temperatura, salinidade e pressão $\sigma_t = (\rho_{S,T,P} - 1000)$. Conforme a Figura 9, pode-se verificar que, até 10 m de profundidade, essa camada de água está homogeneizada e não recebe influência do fundo.

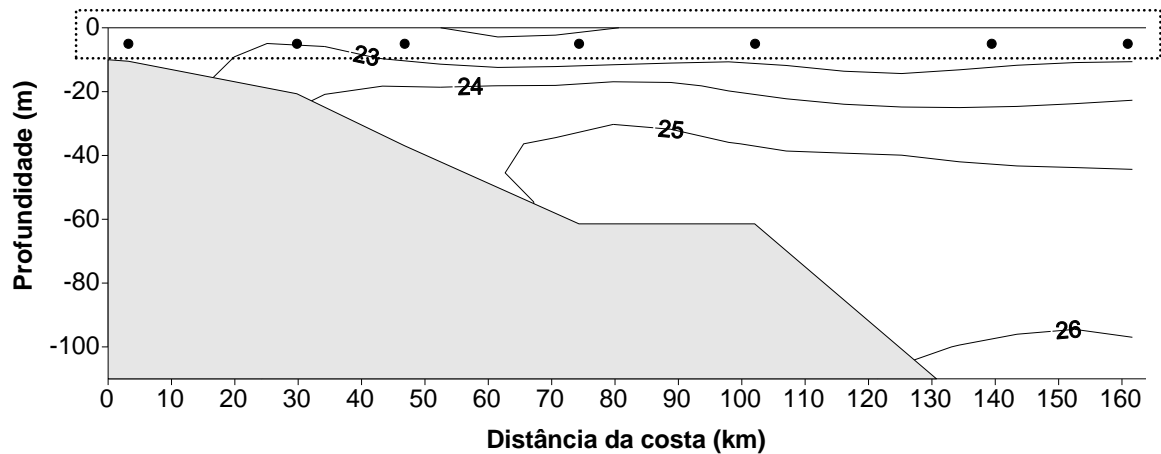


Figura 9. Isolinhas de sigma-t (σ_t) para o transecto em direção *offshore* e os pontos de amostragem.

Cabe salientar que se deve ter cuidado na conversão das unidades ao aplicar a Equação 12.

$$\text{Fluxo de } {}^{223}\text{Ra} = \frac{\text{dpm}}{100\text{L}^{-1}} \frac{1}{\text{km}} * \text{km}^2 \frac{1}{\text{dia}^{-1}} * \text{m}$$

Considerando que 1 L é igual a 10^{-13} km^3 e que 1 km é igual a 1000 m, tem-se:

$$\text{Fluxo de } {}^{223}\text{Ra} = \frac{\text{dpm}}{10^{-11} \text{ km}^3} \frac{1}{\text{km}} * \text{km}^2 \frac{1}{\text{dia}^{-1}} * 0,001 \text{ km}$$

$$\text{Fluxo de } {}^{223}\text{Ra} = \frac{\text{dpm}}{10^{-10} \text{ km}^4} * \text{km}^2 \frac{1}{\text{dia}^{-1}} * 0,001 \text{ km}$$

$$\text{Fluxo de } {}^{223}\text{Ra} = \frac{\text{dpm}}{10^{-11} \text{ km}} * \frac{1}{\text{dia}^{-1}} * 0,001$$

$$\text{Fluxo de } ^{223}\text{Ra} = \frac{0,001}{10^{-11}} \text{ dpm km}^{-1} \text{ dia}^{-1}$$

Dessa forma, aplicando os dados apresentados verifica-se que deve existir uma fonte constante de $1,59 \cdot 10^7 \text{ dpm km}^{-1} \text{ dia}^{-1}$.

Se a atividade diária por quilômetro for extrapolada para toda a linha de costa, desde os molhes de Rio Grande até os molhes do Chuí (220 km), tem-se um fluxo de $3,5 \cdot 10^9 \text{ dpm dia}^{-1}$ de ^{223}Ra .

$$\text{Fluxo de } ^{223}\text{Ra} (\text{dpm km}^{-1} \text{ dia}^{-1}) * \text{distância (km)} = \text{dpm dia}^{-1}$$

6.3. Cálculo da descarga de água subterrânea (SGD), segundo Niencheski et al. (2007).

O fluxo de radioisótopos para a plataforma é proveniente das águas subterrâneas. Dessa forma, a relação entre o fluxo de radioisótopos da plataforma e a atividade de radioisótopos relativa à fonte informa a descarga de água subterrânea.

$$SGD = \frac{\text{Fluxo de } ^{223}\text{Ra (dpm km}^{-1}\text{ dia}^{-1})}{\text{Atividade } ^{223}\text{Ra proveniente da fonte (dpm 100L}^{-1})}$$

A atividade proveniente da fonte nada mais é do que o *endmember* e pode ser: (1) a atividade média dos poços realizada nas adjacências do transecto; (2) a intersecção de retas concorrentes, conforme apresentado no item 4.1.1.1.1 e/ou; (3) a extrapolação da reta, apresentada no item 4.1.1.1.2.

Considerando o *endmember* obtido pela extrapolação da reta para o ^{223}Ra (8,6 dpm 100L⁻¹), tem-se:

$$SGD = \frac{\frac{\text{dpm}}{\text{km}} * \frac{1}{\text{dia}}}{\frac{\text{dpm}}{100 \text{ L}}} = \frac{\text{dpm}}{\text{km}} * \frac{1}{\text{dia}} * \frac{100 \text{ L}}{\text{dpm}}$$

Considerando que 1 m³ é igual a 1000L,

$$SGD = \left[\frac{\text{Fluxo de } ^{223}\text{Ra}}{\text{Atividade } ^{223}\text{Ra proveniente da fonte}} \right] * 0,1 \text{ (m}^3\text{ dia}^{-1})$$

Com isso, obtém-se uma descarga de água subterrânea igual a 4,06 10⁷ m³ dia⁻¹. Aplicando o balanço de sal (Apêndice 5), pode-se conhecer as parcelas de água doce e salgada que compõem a SGD.

Apêndice 7. Dados brutos

Tabela 4. Dados hidroquímicos das plataformas de Santa Marta e Albardão, Fev/07 (PRONEX II).

Estação	Prof. de Col.	Prof. Local	Latitude	Longitude	Distância da Costa	Data	Hora	T.água	Sal	σ -t	Alc	pH	Vento
	<i>m</i>	<i>m</i>	<i>g° m,m'</i>	<i>g° m,m'</i>	<i>km</i>	<i>dd/mm/aaaa</i>	<i>hh:mm</i>	<i>°C</i>			<i>mEq/L</i>		<i>direção</i>
1	0	-21	28° 23,126'	48° 41,003'	4,44	nt	nt	nt	nt	nt	nt	nt	-
1	-5	-21	28° 23,126'	48° 41,003'	4,44	07/02/2007	06:55	17,9	35,9	25,515	2,33	6,99	E
1	-10	-21	28° 23,126'	48° 41,003'	4,44	07/02/2007	06:55	17,8	35,9	25,515	1,84	7,40	E
1	-15	-21	28° 23,126'	48° 41,003'	4,44	07/02/2007	06:55	17,8	35,9	25,515	0,85	7,00	E
2	-0	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	24,3	35,9	23,643	2,76	7,86	S
2	-5	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	22,0	36,7	24,979	2,74	7,82	S
2	-10	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	20,3	36,0	25,526	2,79	7,92	S
2	-15	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	19,5	36,7	25,787	2,75	7,84	S
2	-30	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	16,8	35,9	25,748	1,36	8,02	S
2	-50	-61	28° 29,014'	48° 30,756'	24,41	07/02/2007	10:45	15,8	35,4	25,973	2,01	8,24	S
3	-5	-98	28° 37,213'	48° 15,806'	53,07	07/02/2007	13:44	26,0	36,0	23,79	1,81	8,16	S
3	-75	-98	28° 37,213'	48° 15,806'	53,07	07/02/2007	13:44	16,4	35,7	25,748	2,82	7,97	S
4	-5	-139	28° 44,933'	48° 01,187'	80,72	07/02/2007	16:50	25,9	36,3	24,099	1,89	8,19	S
4	-30	-139	28° 44,933'	48° 01,187'	80,72	07/02/2007	16:50	20,9	36,7	25,526	1,64	8,10	S
4	-100	-139	28° 44,933'	48° 01,187'	80,72	07/02/2007	16:50	15,1	35,5	25,973	2,81	7,95	S
4	-130	-139	28° 44,933'	48° 01,187'	80,72	07/02/2007	16:50	14,3	35,3	26,188	1,28	8,00	S
5	-5	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	26,2	36,5	23,79	1,57	8,08	S
5	-30	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	25,5	36,8	24,099	1,73	8,13	S
5	-100	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	18,5	36,1	26,039	1,70	8,12	S
5	-200	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	15,7	35,8	25,973	1,54	8,07	S
5	-300	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	13,4	35,3	26,394	1,32	8,01	S
5	-400	-510	28° 56,238'	47° 40,851'	119,85	07/02/2007	20:34	11,5	35,0	26,776	2,79	7,92	S
6	-5	-485	29° 08,062'	47° 48,895'	113,44	08/02/2007	06:45	26,0	36,5	23,79	1,67	8,11	SE

6	-60	-485	29° 08,062'	47° 48,895'	113,44	08/02/2007	06:45	21,7	36,6	25,257	1,87	8,18	SE
6	-200	-485	29° 08,062'	47° 48,895'	113,44	08/02/2007	06:45	15,8	35,8	25,973	1,13	8,08	SE
6	-300	-485	29° 08,062'	47° 48,895'	113,44	08/02/2007	06:45	13,7	35,4	26,394	1,44	8,04	SE
6	-400	-485	29° 08,062'	47° 48,895'	113,44	08/02/2007	06:45	11,4	35,0	26,776	2,82	7,98	SE
7	-0	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	21,4	25,6	16,902	1,60	8,09	SE
7	-5	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	26,1	36,5	23,79	1,81	8,16	SE
7	-10	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	26,1	36,5	23,79	1,87	8,18	SE
7	-25	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	23,9	36,8	24,694	1,99	8,23	SE
7	-40	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	22,3	36,7	24,979	1,73	8,13	SE
7	-60	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	21,2	36,6	25,257	1,64	8,10	SE
7	-100	-138	28° 59,150'	48° 06,791'	80,22	08/02/2007	10:56	18,5	36,1	26,039	1,64	8,10	SE
8	-5	-110	28° 50,778'	48° 22,065'	50,95	08/02/2007	14:28	26,1	36,3	23,79	1,81	8,16	SE
8	-30	-110	28° 50,778'	48° 22,065'	50,95	08/02/2007	14:28	21,3	36,6	25,257	1,94	8,21	SE
8	-75	-110	28° 50,778'	48° 22,065'	50,95	08/02/2007	14:28	17,4	36,0	26,283	1,87	8,18	SE
9	-5	-67	28° 42,377'	48° 37,168	21,85	08/02/2007	17:09	22,3	36,0	24,979	1,61	8,09	SE
9	-50	-67	28° 42,377'	48° 37,168	21,85	08/02/2007	17:09	16,5	35,6	25,748	1,36	8,02	SE
10	-5	-41	28° 37,123'	48° 47,747'	2,23	08/02/2007	19:52	19,9	35,8	25,022	1,47	8,05	SE
10	-15	-41	28° 37,123'	48° 47,747'	2,23	08/02/2007	19:52	18,9	35,9	25,273	1,73	8,11	SE
10	-30	-41	28° 37,123'	48° 47,747'	2,23	08/02/2007	19:52	18,4	35,8	25,273	1,70	8,12	SE
11	-5	-32	28° 42,670'	48° 59,142'	3,27	08/02/2007	22:14	21,3	36,0	25,257	1,54	8,07	SE
11	-15	-32	28° 42,670'	48° 59,142'	3,27	08/02/2007	22:14	19,9	35,8	25,022	1,70	8,12	SE
11	-25	-32	28° 42,670'	48° 59,142'	3,27	08/02/2007	22:14	19,0	35,8	25,022	1,64	8,10	SE
12	-0	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	22,1	35,4	24,219	1,81	8,16	SE
12	-5	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	20,8	35,4	24,763	1,78	8,15	SE
12	-10	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	19,3	35,6	25,022		0,00	SE
12	-15	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	18,5	35,7	25,273	1,87	8,18	SE
12	-23	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	16,9	35,5	25,748	2,32	8,40	SE
12	-30	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	16,7	35,6	25,748	1,70	8,12	SE
12	-45	-54	28° 50,025'	48° 51,967'	22,54	09/02/2007	06:50	16,7	35,6	25,748	1,54	8,07	SE

13	-5	-89	28° 58,008'	48° 36,900'	47,39	09/02/2007	10:04	23,5	36,0	24,694	1,84	8,17	SE
13	-20	-89	28° 58,008'	48° 36,900'	47,39	09/02/2007	10:04	20,5	36,6	25,526	1,92	8,20	SE
13	-80	-89	28° 58,008'	48° 36,900'	47,39	09/02/2007	10:04	15,9	35,5	25,973	1,51	8,06	SE
14	-5	-131	29° 06,058'	48° 21,969'	79,44	09/02/2007	12:38	26,0	36,0	23,79	1,99	8,23	SE
14	-50	-131	29° 06,058'	48° 21,969'	79,44	09/02/2007	12:38	18,9	36,4	26,039	1,89	8,19	SE
14	-100	-131	29° 06,058'	48° 21,969'	79,44	09/02/2007	12:38	14,5	35,3	26,188	1,47	8,05	SE
15	-5	-240	29° 17,103'	48° 02,821'	116,35	09/02/2007	15:54	26,1	36,3	23,79	2,08	8,27	SE
15	-100	-240	29° 17,103'	48° 02,821'	116,35	09/02/2007	15:54	19,5	36,3	25,787	1,64	8,10	SE
15	-188	-240	29° 17,103'	48° 02,821'	116,35	09/02/2007	15:54	14,4	35,4	26,188	2,83	7,98	SE
16	-5	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	23,9	34,0	23,177	1,93	8,21	NE
16	-75	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	18,2	35,3	25,273	1,44	8,04	NE
16	-150	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	17,0	35,9	25,515	1,57	8,08	NE
16	-570	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	5,5	34,3	26,883	1,40	8,01	NE
16	-750	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	4,6	34,3	26,991	1,35	8,02	NE
16	-810	-948	34° 08,930'	51° 22,964'	163,61	14/02/2007	06:35	4,4	34,3	26,991	1,36	8,00	NE
17	-5	-115	33° 59,037'	51° 43,846'	126,91	13/02/2007	20:22	23,1	33,5	22,419	1,86	8,18	NE
17	-50	-115	33° 59,037'	51° 43,846'	126,91	13/02/2007	20:22	18,4	35,0	25,273	1,78	8,15	NE
17	-100	-115	33° 59,037'	51° 43,846'	126,91	13/02/2007	20:22	16,6	35,5	25,748	1,32	8,01	NE
18	-5	-45	33° 48,010'	52° 06,000'	86,99	13/02/2007	17:14	23,3	33,3	22,419	1,78	8,15	NE
18	-10	-45	33° 48,010'	52° 06,000'	86,99	13/02/2007	17:14	23,2	33,3	22,419	1,75	8,14	NE
18	-37	-45	33° 48,010'	52° 06,000'	86,99	13/02/2007	17:14	17,8	34,2	24,748	1,43	8,04	NE
19	-5	-75	33° 42,940'	52° 14,880'	70,32	13/02/2007	15:15	23,3	32,6	21,662	1,56	8,08	NE
19	-20	-75	33° 42,940'	52° 14,880'	70,32	13/02/2007	15:15	20,5	35,0	24,763	1,69	8,12	NE
19	-65	-75	33° 42,940'	52° 14,880'	70,32	13/02/2007	15:15	15,8	33,8	24,431	2,82	7,99	NE
20	-5	-24	33° 37,047'	52° 27,050'	48,77	13/02/2007	13:05	22,8	33,0	22,7	1,78	8,15	NE
20	-10	-24	33° 37,047'	52° 27,050'	48,77	13/02/2007	13:05	22,7	33,1	22,7	1,56	8,08	NE
20	-20	-24	33° 37,047'	52° 27,050'	48,77	13/02/2007	13:05	20,0	32,9	22,476	1,39	8,03	NE
21	-5	-18	33° 31,978'	52° 36,810'	31,15	13/02/2007	10:51	23,8	33,6	22,419	1,60	8,09	N
21	-10	-18	33° 31,978'	52° 36,810'	31,15	13/02/2007	10:51	23,8	33,6	22,419	1,56	8,08	N

21	-15	-18	33° 31,978'	52° 36,810'	31,15	13/02/2007	10:51	23,8	33,6	22,419	1,83	8,17	N
C (Q01)	-3	-11	33° 24,955'	52° 45,052'	8,07	13/02/2007	09:17	25,0	34,1	22,588	1,47	8,05	N
C (Q01)	-6,5	-11	33° 24,955'	52° 45,052'	8,07	13/02/2007	09:17	24,9	33,7	22,13	1,57	8,08	N
B (Q02)	-5	-15	33° 12,934'	52° 37,175'	6,88	15/02/2007	08:52	24,9	33,7	22,886	1,76	8,14	NE
B (Q02)	-10	-15	33° 12,934	52° 37,175'	6,88	15/02/2007	08:52	24,9	33,7	22,13	1,84	8,17	NE
22	-5	-20	33° 19,060'	52° 26,236'	27,34	15/02/2003	06:24	23,6	34,2	23,177	1,72	8,13	NE
22	-10	-20	33° 19,060'	53° 26,236'	27,34	15/02/2003	06:24	21,4	34,3	23,734	1,63	8,10	NE
22	-15	-20	33° 19,060'	54° 26,236'	27,34	15/02/2003	06:24	20,3	33,6	23,238	1,61	8,27	NE
23	-5	-34	33° 24,945'	52° 16,110'	46,48	14/02/2007	21:55	23,9	33,6	22,419	1,91	8,20	NE
23	-25	-34	33° 24,945'	52° 16,110'	46,48	14/02/2007	21:55	16,1	33,6	24,211	1,53	8,07	NE
24	-5	-68	33° 29,982'	52° 06,176'	64,53	14/02/2007	19:49	23,4	32,7	21,662	1,72	8,13	NE
24	-20	-68	33° 29,982'	52° 06,176'	64,53	14/02/2007	19:49	21,7	35,0	24,495	1,27	8,00	NE
24	-60	-68	33° 29,982'	52° 06,176'	64,53	14/02/2007	19:49	15,2	33,6	24,431	1,39	8,03	NE
25	-5	-49	33° 34,940'	51° 55,106'	83,77	14/02/2007	17:47	23,3	33,3	22,419	1,72	8,13	NE
25	-10	-49	33° 34,940'	51° 55,106'	83,77	14/02/2007	17:47	23,1	33,5	22,419	1,81	8,16	NE
25	-20	-49	33° 34,940'	51° 55,106'	83,77	14/02/2007	17:47	16,7	33,8	24,211	1,86	8,18	NE
25	-40	-49	33° 34,940'	51° 55,106'	83,77	14/02/2007	17:47	16,7	34,6	24,979	1,56	8,08	NE
26	-5	-117	33° 45,939'	51° 34,000'	122,18	14/02/2007	14:26	23,7	33,3	22,419	1,83	8,17	NE
26	-45	-117	33° 45,939'	51° 34,000'	122,18	14/02/2007	14:26	22,3	36,6	24,979	1,67	8,11	NE
26	-75	-117	33° 45,939'	51° 34,000'	122,18	14/02/2007	14:26	20,2	36,3	25,526	1,97	8,22	NE
26	-100	-117	33° 45,939'	51° 34,000'	122,18	14/02/2007	14:26	17,7	35,8	25,515	1,78	8,15	NE
27	-0	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	23,9	33,9	22,419	1,88	8,19	NE
27	-5	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	23,9	33,9	22,419	1,81	8,16	NE
27	-30	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	23,7	36,0	24,694	1,57	8,08	NE
27	-75	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	20,8	36,7	25,526	2,01	8,24	NE
27	-250	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	14,2	35,4	26,188	2,81	7,95	NE
27	-350	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	11,0	35,0	26,776	2,82	7,99	NE
27	-520	-1195	33° 57,067'	51° 12,122'	161,64	14/02/2007	10:06	5,6	34,3	26,883	2,77	7,88	NE
28	-5	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	23,9	33,6	22,419	1,81	8,16	NE

28	-30	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	24,5	36,1	24,4	1,94	8,21	NE
28	-75	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	22,8	36,9	24,979	2,08	8,27	NE
28	-200	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	15,8	35,7	25,973	1,41	8,18	NE
28	-300	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	10,5	34,9	26,171	1,35	8,02	NE
28	-430	-525	33° 43,107'	51° 03,970'	160,91	16/02/2007	09:00	6,2	34,3	26,763	2,82	7,98	NE
29	-5	-124	33° 37,009'	51° 15,881'	139,44	16/02/2007	06:27	23,8	33,3	22,419	1,52	8,23	NE
29	-50	-124	33° 37,009'	51° 15,881'	139,44	16/02/2007	06:27	20,3	35,9	24,763	2,01	8,24	NE
29	-100	-124	33° 37,009'	51° 15,881'	139,44	16/02/2007	06:27	18,3	36,1	26,039	1,92	8,20	NE
30	-5	-61	33° 27,019'	51° 36,937'	102,01	15/02/2007	20:36	23,8	33,4	22,419	1,75	8,14	NE
30	-45	-61	33° 27,019'	51° 36,937'	102,01	15/02/2007	20:36	15,9	34,2	25,202	1,53	8,07	NE
31	-5	-62	33° 19,049'	51° 52,070'	74,32	15/02/2007	17:47	24,0	33,2	22,13	1,63	8,10	NE
32	-5	-38	33° 11,137'	52° 06,987'	46,83	15/02/2007	15:09	23,9	33,7	22,419	2,79	7,91	NE
32	-30	-38	33° 11,137'	52° 06,987'	46,83	15/02/2007	15:09	16,5	33,4	25,202	2,80	7,93	NE
33	-0	-20	33° 07,024'	52° 17,017'	29,77	15/02/2007	13:05	25,0	34,2	22,588	1,86	8,18	NE
33	-5	-20	33° 07,024'	52° 17,017'	29,77	15/02/2007	13:05	24,9	34,2	22,886	1,55	8,24	NE
33	-10	-20	33° 07,024'	52° 17,017'	29,77	15/02/2007	13:05	24,1	34,6	22,886	1,61	8,27	NE
33	-15	-20	33° 07,024'	52° 17,017'	29,77	15/02/2007	13:05	21,4	33,4	22,973	1,75	8,14	NE
A (Q03)	-3	-11	32° 57,705'	52° 30,520'	3,28	15/02/2007	10:59	24,5	33,7	22,13	1,87	8,18	NE
A (Q03)	-7	-11	32° 57,705'	52° 30,520'	3,28	15/02/2007	10:59	24,5	33,0	22,13	1,83	8,17	NE

Continuação da Tabela 1.

Estação	Prof. de Col.	Latitude	Longitude	O.D.	Sat. Oxig.	Fosfato	Silicato	Amônio	Nitrito	Nitrato	Secchi	MES	Massas de água
	<i>m</i>	<i>g° m,m'</i>	<i>g° m,m'</i>	<i>mg L⁻¹</i>	<i>%</i>	<i>µmol L⁻¹</i>	<i>µmol L⁻¹</i>	<i>µmol L⁻¹</i>	<i>µmol L⁻¹</i>	<i>µmol L⁻¹</i>	<i>m</i>	<i>mg L⁻¹</i>	
1	0	28° 23,126'	48° 41,003'	nt	nt	nt	nt	nt	nt	nt	nt	nt	ACAS
1	-5	28° 23,126'	48° 41,003'	5,47	71,82	0,5	8,0	2,1	1,1	4,9	1,7	2,10	ACAS
1	-10	28° 23,126'	48° 41,003'	4,73	62,07	0,5	8,7	2,8	1,2	4,8		1,70	ACAS
1	-15	28° 23,126'	48° 41,003'	5,10	66,94	0,5	9,0	3,9	1,1	4,8		2,00	ACAS

2	-0	28° 29,014'	48° 30,756'	2,99	42,25	0,4	6,1	1,9	0,1	4,2	21,0	1,00	ASTP
2	-5	28° 29,014'	48° 30,756'	4,00	56,57	0,3	8,4	3,1	0,1	3,1		0,90	AT
2	-10	28° 29,014'	48° 30,756'	4,09	55,63	0,4	6,5	1,4	0,1	3,1		1,60	AT
2	-15	28° 29,014'	48° 30,756'	4,83	64,61	0,5	4,7	1,4	0,1	2,9		1,20	AT
2	-30	28° 29,014'	48° 30,756'	4,00	51,57	0,5	6,9	1,4	0,1	2,6		1,90	ACAS
2	-50	28° 29,014'	48° 30,756'	2,89	36,47	0,6	9,6	1,4	0,3	2,6		2,60	ACAS
3	-5	28° 37,213'	48° 15,806'	4,60	69,56	0,3	4,6	3,7	0,1	20,5	19,0	0,80	AT
3	-75	28° 37,213'	48° 15,806'	5,41	68,24	0,2	3,1	3,7	0,2	6,5		0,80	ACAS
4	-5	28° 44,933'	48° 01,187'	5,03	76,21	1,0	2,0	4,0	0,1	4,0	21,0	2,40	AT
4	-30	28° 44,933'	48° 01,187'	3,75	51,43	0,4	5,2	3,7	0,1	1,5		1,10	AT
4	-100	28° 44,933'	48° 01,187'	4,19	51,86	0,2	5,7	3,1	0,1	10,2		1,40	ACAS
4	-130	28° 44,933'	48° 01,187'	4,66	56,51	0,1	6,0	4,7	0,2	14,3		1,40	ACAS
5	-5	28° 56,238'	47° 40,851'	5,03	76,21	0,2	5,0	3,6	0,2	3,4	noite	1,90	AT
5	-30	28° 56,238'	47° 40,851'	3,63	54,05	0,1	2,9	7,6	0,1	3,8		2,00	AT
5	-100	28° 56,238'	47° 40,851'	4,41	58,96	0,2	4,7	7,9	0,2	2,8		1,80	AT
5	-200	28° 56,238'	47° 40,851'	3,36	42,44	0,5	5,5	8,4	0,1	8,9		1,40	ACAS
5	-300	28° 56,238'	47° 40,851'	4,90	58,17	0,7	5,5	9,0	0,1	14,3		2,40	ACAS
5	-400	28° 56,238'	47° 40,851'	3,65	41,56	0,8	7,4	8,1	0,1	19,7		2,30	ACAS
6	-5	29° 08,062'	47° 48,895'	3,82	57,80	0,2	3,4	4,2	0,1	2,7	17,0	1,10	AT
6	-60	29° 08,062'	47° 48,895'	4,07	61,63	0,2	3,6	4,2	0,1	4,5		0,90	AT
6	-200	29° 08,062'	47° 48,895'	3,90	49,26	0,4	6,5	3,4	0,1	9,3		1,20	ACAS
6	-300	29° 08,062'	47° 48,895'	4,58	55,49	0,6	7,3	5,0	0,2	11,0		1,40	ACAS
6	-400	29° 08,062'	47° 48,895'	4,07	45,78	1,0	9,2	5,5	0,1	18,4		1,90	ACAS
7	-0	28° 59,150'	48° 06,791'	4,75	62,06	0,2	2,8	2,0	0,1	4,8		0,60	AC
7	-5	28° 59,150'	48° 06,791'	8,85	134,00	0,2	2,7	2,2	0,1	4,1	_	11,50	AT
7	-10	28° 59,150'	48° 06,791'	4,76	72,12	0,2	6,7	5,5	0,1	5,9		1,00	AT
7	-25	28° 59,150'	48° 06,791'	5,46	79,84	0,2	4,1	1,6	0,1	1,7		1,00	AT
7	-40	28° 59,150'	48° 06,791'	5,52	78,05	0,2	2,7	4,4	0,1	1,0		1,00	AT
7	-60	28° 59,150'	48° 06,791'	4,39	60,23	0,2	3,2	3,9	0,1	1,0		3,30	AT

7	-100	28° 59,150'	48° 06,791'	4,80	64,16	0,3	4,0	1,8	0,2	1,6		0,80	AT
8	-5	28° 50,778'	48° 22,065'	4,90	74,16	0,2	2,9	6,1	0,1	0,6	16,0	1,60	AT
8	-30	28° 50,778'	48° 22,065'	4,33	59,31	0,2	2,7	2,2	0,1	0,7		6,50	AT
8	-75	28° 50,778'	48° 22,065'	4,24	54,61	0,3	3,3	5,0	0,2	4,0		8,48	ACAS
9	-5	28° 42,377'	48° 37,168	4,14	58,48	0,3	6,6	3,3	0,1	2,0		19,00	AT
9	-50	28° 42,377'	48° 37,168	3,33	42,01	0,6	9,2	3,3	0,2	9,5		0,20	ACAS
10	-5	28° 37,123'	48° 47,747'	3,56	48,50	0,3	9,3	3,1	0,1	0,8	41,0	1,10	ASTP
10	-15	28° 37,123'	48° 47,747'	4,53	60,54	0,3	7,6	5,6	0,3	2,4		5,60	ASTP
10	-30	28° 37,123'	48° 47,747'	4,07	53,42	0,4	6,3	5,8	0,5	4,2		2,30	ACAS
11	-5	28° 42,670'	48° 59,142'	3,72	50,97	0,3	7,5	1,0	0,2	1,6	noite	1,10	AT
11	-15	28° 42,670'	48° 59,142'	3,75	51,03	0,3	7,6	0,9	0,3	1,7		1,40	ASTP
11	-25	28° 42,670'	48° 59,142'	3,84	51,28	0,3	6,9	0,9	0,4	3,3		2,20	ASTP
12	-0	28° 50,025'	48° 51,967'	4,75	67,07	0,4	5,7	3,3	0,2	2,2	13,0	5,30	ASTP
12	-5	28° 50,025'	48° 51,967'	4,09	56,06	0,4	6,9	0,3	0,2	2,7		0,80	ASTP
12	-10	28° 50,025'	48° 51,967'	4,39	58,74	0,3	7,6	0,4	0,2	3,3		5,40	ASTP/ACAS
12	-15	28° 50,025'	48° 51,967'	4,39	57,63	0,3	6,3	0,6	0,2	1,3		1,00	ACAS
12	-23	28° 50,025'	48° 51,967'	4,39	56,57	0,3	5,6	0,5	0,3	2,4		2,20	ACAS
12	-30	28° 50,025'	48° 51,967'	4,73	60,92	0,4	7,7	1,0	0,4	5,7		10,00	ACAS
12	-45	28° 50,025'	48° 51,967'	4,73	60,92	0,5	7,6	1,5	0,4	6,1		1,90	ACAS
13	-5	28° 58,008'	48° 36,900'	3,67	53,64	0,2	4,9	0,6	0,2	1,3	19,0	1,40	AT
13	-20	28° 58,008'	48° 36,900'	4,04	55,37	0,2	1,6	0,7	0,2	3,5		0,50	AT
13	-80	28° 58,008'	48° 36,900'	3,68	46,49	0,5	7,4	0,1	0,3	10,5		2,10	ACAS
14	-5	29° 06,058'	48° 21,969'	5,22	79,02	0,2	2,8	1,3	0,2	1,1	18,0	3,60	AT
14	-50	29° 06,058'	48° 21,969'	4,26	56,93	0,2	3,2	0,7	0,2	1,3		7,20	AT
14	-100	29° 06,058'	48° 21,969'	3,31	40,48	0,6	5,7	1,1	0,2	25,9		9,10	ACAS
15	-5	29° 17,103'	48° 02,821'	4,11	62,14	0,2	1,5	1,6	0,2	2,0	19,0	4,20	AT
15	-100	29° 17,103'	48° 02,821'	3,70	50,34	0,2	4,3	1,3	0,2	2,6		1,87	AT
15	-188	29° 17,103'	48° 02,821'	4,41	53,44	0,6	5,5	0,8	0,2	10,1		7,70	ACAS
16	-5	34° 08,930'	51° 22,964'	3,35	48,33	0,3	3,7	0,8	0,1	2,4	13,0	2,50	ASTP

16	-75	34° 08,930'	51° 22,964'	4,09	53,64	0,6	12,5	0,9	0,2	7,8		1,20	ACAS
16	-150	34° 08,930'	51° 22,964'	2,87	36,99	0,5	6,0	0,7	0,2	9,3		1,50	ACAS
16	-570	34° 08,930'	51° 22,964'	5,19	50,80	0,8	8,3	0,8	0,2	15,9		2,10	AIA
16	-750	34° 08,930'	51° 22,964'	5,07	49,64	0,7	6,0	0,3	0,2	14,9		4,50	AIA
16	-810	34° 08,930'	51° 22,964'	3,80	36,37	0,7	5,2	3,7	0,1	15,1		3,20	AIA
17	-5	33° 59,037'	51° 43,846'	5,81	82,61	0,3	3,3	0,6	0,2	7,9		4,00	AC
17	-50	33° 59,037'	51° 43,846'	3,80	49,23	0,4	4,0	0,6	0,3	8,8		3,00	ACAS
17	-100	33° 59,037'	51° 43,846'	3,02	38,95	0,6	8,0	0,5	0,3	11,2		9,40	ACAS
18	-5	33° 48,010'	52° 06,000'	3,26	46,35	0,4	2,9	0,4	0,2	0,9	12,0	4,80	AC
18	-10	33° 48,010'	52° 06,000'	2,94	41,78	0,4	2,9	0,2	0,2	2,5		1,60	AC
18	-37	33° 48,010'	52° 06,000'	5,17	66,95	0,6	3,9	0,4	0,3	2,7		2,50	ASAP
19	-5	33° 42,940'	52° 14,880'	4,36	61,21	0,5	2,8	0,9	0,2	2,1	13,0	1,70	AC
19	-20	33° 42,940'	52° 14,880'	6,72	92,20	0,4	2,2	0,9	0,2	0,2		2,10	ASTP
19	-65	33° 42,940'	52° 14,880'	4,85	60,44	0,8	8,3	1,2	0,3	5,9		4,50	ASAP
20	-5	33° 37,047'	52° 27,050'	4,04	57,39	0,5	2,6	0,2	0,2	1,6	24,0	1,90	AC
20	-10	33° 37,047'	52° 27,050'	5,93	84,29	0,5	2,4	0,3	0,2	1,5		2,90	AC
20	-20	33° 37,047'	52° 27,050'	4,44	59,76	0,6	6,5	0,1	0,4	2,7		5,40	AC
21	-5	33° 31,978'	52° 36,810'	2,77	40,03	0,5	1,9	1,1	0,2	0,4	4,5	8,50	AC
21	-10	33° 31,978'	52° 36,810'	3,56	51,51	0,5	2,3	0,7	0,2	0,4		11,50	AC
21	-15	33° 31,978'	52° 36,810'	3,80	54,92	0,4	5,5	0,6	0,2	1,3		12,60	AC
C (Q01)	-3	33° 24,955'	52° 45,052'	3,07	45,27	0,5	6,0	1,2	0,2	1,7		33,33	ASTP
C (Q01)	-6,5	33° 24,955'	52° 45,052'	3,84	56,46	0,5	-1,3	0,6	0,2	4,7		30,83	AC
B (Q02)	-5	33° 12,934'	52° 37,175'	3,73	54,97	0,5	8,9	0,4	0,2	3,6		25,70	AC
B (Q02)	-10	33° 12,934'	52° 37,175'	3,84	56,46	0,5	9,0	0,5	0,3	1,7		23,10	AC
22	-5	33° 19,060'	52° 26,236'	4,17	60,29	0,5	5,4	0,8	0,1	0,6		10,80	ASTP
22	-10	33° 19,060'	53° 26,236'	3,23	44,25	0,6	6,3	0,8	0,2	2,0		15,40	ASTP
22	-15	33° 19,060'	54° 26,236'	3,56	48,50	0,5	0,9	0,6	0,2	nt		11,60	ASAP
23	-5	33° 24,945'	52° 16,110'	3,89	56,15	0,5	4,6	0,8	0,2	1,6		2,10	AC
23	-25	33° 24,945'	52° 16,110'	2,87	36,26	0,8	10,4	0,0	0,3	6,9		4,50	ASAP

24	-5	33° 29,982'	52° 06,176'	4,17	58,60	0,5	4,6	0,6	0,1	3,3	12,0	2,00	AC
24	-20	33° 29,982'	52° 06,176'	3,50	49,41	0,4	4,3	0,8	0,1	3,0		0,30	ASTP
24	-60	33° 29,982'	52° 06,176'	2,96	36,15	0,9	12,9	0,6	0,2	10,4		6,20	ASAP
25	-5	33° 34,940'	51° 55,106'	0,00	32,42	0,4	4,3	0,2	0,1	3,8	17,0	3,80	AC
25	-10	33° 34,940'	51° 55,106'	3,40	48,27	0,3	3,5	0,1	0,1	2,6		3,00	AC
25	-20	33° 34,940'	51° 55,106'	3,53	44,90	0,5	6,8	0,4	0,1	3,6		4,10	ASAP
25	-40	33° 34,940'	51° 55,106'	3,35	42,53	0,6	8,7	0,6	0,1	6,4		3,30	ACAS
26	-5	33° 45,939'	51° 34,000'	2,99	42,77	0,2	6,4	0,7	0,1	1,0		10,80	AC
26	-45	33° 45,939'	51° 34,000'	3,07	42,92	0,2	5,1	0,9	0,1	1,9		9,90	AT
26	-75	33° 45,939'	51° 34,000'	3,23	43,90	0,2	4,9	0,3	0,2	3,6		11,30	AT
26	-100	33° 45,939'	51° 34,000'	3,36	44,11	0,4	8,9	0,1	0,1	5,8		12,00	ACAS
27	-0	33° 57,067'	51° 12,122'	3,55	51,26	0,3	4,1	0,4	0,1	3,2	12,0	3,80	ASTP
27	-5	33° 57,067'	51° 12,122'	3,67	52,97	0,3	5,2	0,2	0,2	2,1		26,80	ASTP
27	-30	33° 57,067'	51° 12,122'	4,14	60,56	0,2	2,2	0,9	0,1	3,1		3,20	AT
27	-75	33° 57,067'	51° 12,122'	2,58	35,44	0,2	1,9	0,5	0,1	3,0		3,60	AT
27	-250	33° 57,067'	51° 12,122'	7,79	94,40	0,6	5,7	3,2	0,2	19,9		4,00	ACAS
27	-350	33° 57,067'	51° 12,122'	4,70	53,49	0,8	7,7	3,5	0,1	15,5		2,00	ACAS
27	-520	33° 57,067'	51° 12,122'	6,05	60,68	1,3	12,8	0,1	0,2	24,6		4,80	AIA
27	-5	33° 43,107'	51° 03,970'	4,82	46,06	1,5	23,6	1,0	0,2	29,9		1,40	AIA
28	-30	33° 43,107'	51° 03,970'	3,90	56,39	0,3	1,9	1,4	0,2	6,4		7,67	AC
28	-75	33° 43,107'	51° 03,970'	3,82	56,81	0,2	1,3	1,6	0,2	7,9		9,22	AT
28	-200	33° 43,107'	51° 03,970'	5,39	77,39	0,1	0,3	0,7	0,2	14,6		6,89	AT
28	-300	33° 43,107'	51° 03,970'	4,11	51,82	0,8	4,8	0,6	0,2	8,0		3,00	AT
28	-430	33° 43,107'	51° 03,970'	4,11	45,14	0,9	6,4	2,0	0,2	14,7		5,78	ACAS
28	-5	33° 37,009'	51° 15,881'	4,80	48,14	1,2	9,2	1,5	0,5	29,5		15,56	AIA
29	-50	33° 37,009'	51° 15,881'	3,60	52,00	0,3	4,0	1,8	0,2	5,1	15,0	5,80	AC
29	-100	33° 37,009'	51° 15,881'	3,92	53,33	0,3	3,7	0,5	0,2	8,9		7,00	ASTP
29	-5	33° 27,019'	51° 36,937'	4,75	62,29	0,5	3,6	1,6	0,2	18,5		4,10	ACAS
30	-45	33° 27,019'	51° 36,937'	2,80	40,52	0,4	2,6	1,5	0,2	3,1	noite	7,40	AC

30	-5	33° 19,049'	51° 52,070'	3,40	42,33	0,7	5,4	0,7	0,4	6,8		8,00	ASAP
31	-5	33° 11,137'	52° 06,987'	3,60	52,00	0,5	2,4	1,2	0,2	2,6	11,0	3,30	AC
31	-30	33° 11,137'	52° 06,987'	3,48	42,55	0,9	11,7	0,8	0,2	8,4		7,70	ASAP
32	-0	33° 07,024'	52° 17,017'	2,97	42,96	0,4	1,7	0,6	0,1	nt		3,90	AC
32	-5	33° 07,024'	52° 17,017'	3,58	45,54	0,9	9,2	0,0	0,2	7,0		6,50	AC
33	-10	33° 07,024'	52° 17,017'	2,97	43,78	0,4	0,9	1,9	0,2	3,9	6,0	3,90	ASTP
33	-15	33° 07,024'	52° 17,017'	7,74	115,13	0,4	1,2	0,8	0,1	2,1		4,30	ASTP
33	-3	32° 57,705'	52° 30,520'	7,52	108,63	0,4	0,8	0,7	0,2	2,8		7,00	ASTP
33	-7	32° 57,705'	52° 30,520'	7,77	105,33	0,6	1,7	0,5	0,2	2,4		3,10	AC

Tabela 5. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem de maio 2008.

Data	Latitude	Longitude	Distância dos Molhes	Temp água	Nitrito	Nitrato	Fosfato	Silicato	Amônio	MES	Sal.	Oxig .	pH
(dd/m/aaaa)	(gg°mm,mm')	(gg°mm,mm')	(km)	(°C)	(μ M)	(μ M)	(μ M)	(μ M)	(μ M)	(mg/L)		(mg/L)	
14/05/2008	32°10,272'	52°07,736'	2,88	18,18	1,61	2,41	1,10	21,36	3,61	41,33	28,35	7,60	8,00
14/05/2008	32°19,760'	52°17,174'	25,97	18,19	1,98	3,73	1,20	35,73	3,39	49,00	27,94	7,58	7,90
12/05/2008	32°27,701'	52°21,549'	42,3	19,25	0,65	2,87	0,75	17,91	5,94	36,56	26,23	5,74	7,59
12/05/2008	32°40,266'	52°26,070'	66,61	18,00	0,66	2,21	0,89	22,91	3,72	42,33	27,73	8,00	8,03
12/05/2008	32°43,859'	52°26,889'	73,38	18,53	0,63	3,42	1,77	15,36	3,33	61,33	27,57	8,25	8,06
12/05/2008	32°52,917'	52°30,173'	90,87	19,76	0,64	55,24	0,86	17,73	2,67	47,56	27,64	8,20	7,94
12/05/2008	32°56,236'	52°32,057'	97,65	18,52	0,65	7,07	0,97	17,45	2,78	54,11	27,82	8,17	7,95
12/05/2008	33°06,518'	52°37,618'	118,54	18,22	0,84	3,38	1,11	20,27	3,00	41,89	28,15	8,16	7,97
12/05/2008	33°12,237'	52°42,104'	131,23	18,21	0,89	15,69	1,22	22,64	3,00	47,78	28,25	8,22	7,95
13/05/2008	33°22,472'	52°53,389'	157,06	17,37	1,12	6,81	1,28	28,27	4,50	62,78	28,32	8,29	7,93
13/05/2008	33°32,830'	53°06,405'	184,79	17,82	0,76	4,03	1,17	17,55	2,89	43,33	28,38	8,17	8,04
13/05/2008	33°44,067'	53°21,513'	216,04	17,94	0,72	4,71	1,15	21,09	3,00	39,89	28,33	8,08	8,11

Tabela 7. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.

Data	Hora	Latitude	Longitude	Distância dos Molhes	Temp água	Nitrito	Nitrato	Fosfato	Silicato	Amônio	Sal.	Cond	Oxig .
(dd/m/aaaa)	(hh:mm)	(gg°mm,mm')	(gg°mm,mm')	(km)	(°C)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)		(mS/cm)	(mg/L)
05/09/2008		32°09,648'	52°05,983'	0,12	13,10	0,38	13,10	0,67	20,93	3,03	28,43	44,08	8,85
05/09/2008		32°12,348'	52°28,858'	8,98	12,15	0,46	8,81	0,79	25,61	4,98	28,26	43,87	8,72
05/09/2008		32°12,440'	52°10,421'	8,98	12,94	1,91	16,74	0,88	32,89	5,26	25,65	40,18	9,16
04/09/2008	08:00	32°49,896'	52°10,530'	85,12	12,22	0,49	43,85	0,55	21,80	2,23	28,31	43,95	9,05
02/09/2008	08:00	33°21,702'	52°52,454'	155,19	14,27	0,48	5,91	0,55	32,78	4,00	28,55	44,20	7,70
02/09/2008	09:15	33°26,663'	52°58,653'	168,46	14,65	0,57	6,86	0,71	23,54	5,95	28,18	43,69	7,56
02/09/2008	06:00	33°32,830'	53°06,405'	185,01	13,83	1,66	9,76	0,54	20,17	7,38	28,41	44,02	7,94
02/09/2008	10:40	33°39,682'	53°15,118'	203,5	15,37	0,49	8,53	0,57	18,87	3,60	28,39	43,96	7,26
02/09/2008	14:50	33°44,067'	53°21,513'	216,27	15,42	0,45	5,07	0,57	21,59	3,09	28,36	43,91	8,42

Tabela 8. Variáveis físico-químicas referente a água subterrânea da zona de praia, amostragem setembro 2008.

Data	Hora	Latitude	Longitude	Distância dos Molhes	Temp água	Nitrito	Nitrato	Fosfato	Silicato	Amônio	Sal.	Cond
(dd/m/aaaa)	(hh:mm)	(gg°mm,mm')	(gg°mm,mm')	(km)	(°C)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)		(mS/cm)
04/09/2008	08:00	32°49,896'	52°28,858'	85,12	14,55	0,72	8,73	2,99	21,48	4,86	6,44	11,27
02/09/2008	08:00	33°21,702'	52°52,454'	155,19	16,67	0,29	6,43	0,97	19,85	2,97	28,32	42,85
02/09/2008	09:15	33°26,663'	52°58,653'	168,46	16,96	0,26	34,69	1,29	25,07	4,86	12,39	20,55
02/09/2008	06:00	33°32,830'	53°06,405'	185,01	14,73	0,61	14,37	1,22	23,87	11,56	25,64	40,10
02/09/2008	10:40	33°39,682'	53°15,118'	203,5	18,17	0,25	2,47	1,18	24,96	21,45	24,27	38,11
02/09/2008	14:50	33°44,067'	53°21,513'	216,27	17,58	14,77	51,18	6,15	41,70	2,86	16,92	27,40

Tabela 9. Variáveis físico-químicas referente a água superficial da zona de surfe, amostragem julho 2009.

Data	Hora	Latitude	Longitude	Distância dos Molhes	Temp água	Nitrito	Nitrato	Fosfato	Silicato	Amônio	Sal.	Oxig .	pH
(dd/m/aaaa)	(hh:mm)	(gg°mm,mm')	(gg°mm,mm')	(km)	(°C)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)		(mg/L)	
29/07/2009	10:20	32°10,272'	52°07,736'	2,88	11,90	0,37	25,22	1,14	40,50	1,12	28,00	8,94	8,18
29/07/2009	09:00	32°19,760'	52°17,174'	25,97	11,00	0,33	5,35	1,13	95,70	1,12	28,80	8,79	7,98
20/07/2009	09:09	32°27,701'	52°21,549'	42,3	13,70	0,33	6,41	0,95	40,50	1,22	28,50	7,15	8,01
20/07/2009	11:00	32°40,266'	52°26,070'	66,61	13,60	0,22	2,46	1,14	215,75	0,40	29,20	8,36	7,48
20/07/2009	11:45	32°43,859'	52°26,889'	73,38	14,50	0,23	3,08	0,96	54,03	1,67	29,20	8,14	7,40
20/07/2009	13:20	32°52,917'	52°30,173'	90,87	14,40	0,23	4,13	0,76	85,88	0,95	29,40	8,17	7,46
20/07/2009	14:00	32°56,236'	52°32,057'	97,65	14,10	0,60	4,53	1,46	76,72	0,30	29,50	8,29	7,85
20/07/2009	14:50	33°06,518'	52°37,618'	118,54	14,00	0,50	1,37	1,04	64,28	0,30	29,50	8,44	7,51
20/07/2009	15:30	33°12,237'	52°42,104'	131,23	14,40	0,17	4,15	1,08	33,52	0,85	29,50	8,75	7,68
20/07/2009	16:30	33°22,472'	52°53,389'	157,06	13,60	0,13	2,84	1,10	65,15	0,64	29,20	8,51	8,10
20/07/2009	17:45	33°32,830'	53°06,405'	184,79	13,20	0,43	2,74	0,95	129,51	2,32	29,00	8,50	8,10
21/07/2009	09:40	33°44,067'	53°21,513'	216,04	13,70	0,41	3,79	1,14	346,65	0,51	28,90	8,23	7,80

Tabela 10. Variáveis físico-químicas referente a água subterrânea da zona de praia, amostragem julho 2009.

Data	Hora	Latitude	Longitude	Distância dos Molhes	Temp água	Nitrito	Nitrato	Fosfato	Silicato	Amônio	Sal.	Oxig .
(dd/m/aaaa)	(hh:mm)	(gg°mm,mm')	(gg°mm,mm')	(km)	(°C)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)	(μM)		(mg/L)
29/07/2009	10:45	32°10,272'	52°07,736'	2,88	13,60	0,09	4,476	4,78	12,14	15,74	28,00	7,59
29/07/2009	09:20	32°19,760'	52°17,174'	25,97	11,90	2,47	20,847	3,57	149,80	0,85	12,20	8,05
20/07/2009	09:12	32°27,701'	52°21,549'	42,3	14,30	0,28	1,38	2,83	171,69	3,44	21,60	5,51
20/07/2009	11:20	32°40,266'	52°26,070'	66,61	15,70	0,06	3,05	2,26	125,95	3,03	12,70	7,94
20/07/2009	12:00	32°43,859'	52°26,889'	73,38	15,70	0,05	2,04	3,71	114,46	2,59	16,40	6,82
20/07/2009	13:45	32°52,917'	52°30,173'	90,87	15,80	0,06	2,10	7,28	205,35	3,85	7,30	7,20
20/07/2009	14:15	32°56,236'	52°32,057'	97,65	15,00	0,18	3,55	4,76	153,69	2,15	16,60	8,04
20/07/2009	15:00	33°06,518'	52°37,618'	118,54	14,80	0,08	11,61	1,57	143,25	0,85	22,10	7,46
20/07/2009	15:50	33°12,237'	52°42,104'	131,23	15,00	0,15	1,14	4,67	12,14	1,84	16,30	5,30
20/07/2009	16:40	33°22,472'	52°53,389'	157,06	13,70	0,37	5,88	2,06	73,88	0,30	29,00	7,76
20/07/2009	18:00	33°32,830'	53°06,405'	184,79	13,60	0,12	3,90	1,79	12,14	0,71	21,10	7,40
21/07/2009	09:30	33°44,067'	53°21,513'	216,04	15,50	4,25	63,44	5,33	64,06	0,71	16,00	5,68

Tabela 11. Dados de isótopos naturais de rádio para o transecto *offshore*, fevereiro 2007.

Data	Latitude	Longitude	Prof local	Sal	Ra 224	erro	Ra 223)	erro	Th 228	erro	Excess 224 Ra	erro
(m/dd/aaaa)	(gg°ggg)	(gg°ggg)	m		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹	
2/16/07 9:00	-33,7185	-51,0662	525	33,6	3,4	0,3	0,02	0,02	1,0	0,1	2,5	0,22
2/16/07 6:27	-33,6168	-51,2647	124	33,3	2,9	0,2	0,01	0,01	1,2	0,1	1,7	0,14
2/15/07 20:36	-33,4503	-51,6156	61	33,4	9,7	0,6	0,09	0,02	1,7	0,1	8,0	0,48
2/15/07 17:47	-33,3175	-51,8678	62	33,2	7,9	0,4	0,07	0,02	0,9	0,1	7,0	0,34
2/15/07 15:09	-33,1856	-52,1165	38	33,7	10,9	0,5	0,04	0,02	0,9	0,1	10,0	0,45
2/15/07 13:05	-33,1171	-52,2836	20	34,2	13,8	0,5	0,16	0,02	1,2	0,1	12,6	0,46
2/15/07 10:59	-32,9618	-52,5087	11	33,7	17,7	0,9	0,24	0,04	0,5	0,1	17,2	0,88

Tabela 12. Dados de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem janeiro 2007.

Data	Latitude	Longitude	Prof local	Sal	Ra 224	erro	Ra 223)	erro	Th 228	erro	Excess 224 Ra	erro	Ra 226	erro
(m/dd/aaaa)	(gg°ggg)	(gg°ggg)	m		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹	
1/22/07	-33,5465	-53,1061	1	31,6	22,2	1,0	0,43	0,07	0,9	0,1	21,3	0,92	5,0	0,2
1/23/07	-33,5292	-53,0844	1	33,2	32,3	1,7	0,60	0,11	1,7	0,1	30,6	1,63	6,9	0,2
1/23/07	-33,4674	-53,0064	1	33,4	16,7	0,8	0,25	0,05	0,3	0,0	16,3	0,77	9,9	0,1
1/23/07	-33,6602	-53,2503	1	33	55,9	1,7	1,40	0,12	1,9	0,1	54,0	1,66	10,2	0,2
1/24/07	-33,3176	-52,8194	1	31,4	16,7	0,7	0,40	0,06	1,3	0,1	15,4	0,69	7,4	0,2
1/24/07	-33,4268	-52,9557	1	33,7	24,9	0,8	0,75	0,07	1,3	0,1	23,6	0,78	5,6	0,2
1/25/07	-33,3745	-52,8906	1	30,8	61,6	1,6	1,58	0,11	1,5	0,1	60,2	1,57	8,2	0,2
1/24/07	-33,1076	-52,6267	-	33,9	6,0	0,5	0,10	0,03	0,2	0,0	5,9	0,48	5,6	0,1

Tabela 13. Dados de isótopos naturais de rádio na água subterrânea da zona de praia, amostragem janeiro 2007.

Data	Latitude	Longitude	Prof local	Sal	Ra 224	erro	Ra 223)	erro	Th 228	erro	Excess 224 Ra	erro	Ra 226	erro
(m/dd/aaaa)	(gg°ggg)	(gg°ggg)	m		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹		dpm 100L ⁻¹	
1/22/07	-33,6593	-53,2504	1	15,8	193,9	8,0	4,19	0,57	8,4	0,8	185,5	7,66	11,7	0,8
1/22/06	-33,5465	-53,1061	1	20,2	110,7	6,8	3,60	0,66	2,7	0,5	108,0	6,59	18,5	1,1
1/22/07	-33,5955	-53,3397	9	0,6	45,3	2,3	0,47	0,12	2,3	0,3	43,0	2,21	19,8	0,6
1/23/07	-33,5291	-53,0845	1	26,9	110,0	6,0	1,68	0,40	9,3	0,9	100,7	5,48	16,4	1,5
1/23/07	-33,5292	-53,0844	1	27,3	72,5	5,6	1,74	0,50	1,0	0,3	71,5	5,55	14,0	1,0
1/23/07	-33,5292	-53,0844	2	6	376,9	16,4	7,88	1,28	10,7	0,9	366,1	15,92	26,8	1,3
1/23/07	-33,5292	-53,0844	3	11,3	261,7	9,8	6,13	0,80	17,6	1,0	244,1	9,16	22,8	1,2
1/23/07	-33,5292	-53,0844	2,5	10,8	185,1	10,3	4,27	0,85	5,5	0,6	179,6	10,03	29,2	1,9
1/24/07	-33,1076	-52,6425	2	0,2	46,1	3,5	0,27	0,18	1,6	0,3	44,5	3,38	3,1	0,6
1/24/07	-33,1070	-52,6259	1	18,1	193,9	8,6	4,61	0,76	5,0	0,6	188,9	8,40	18,1	0,6

Tabela 14. Dados de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.

Data (m/d/aa hh:mm)	Latitude (gg°ggg)	Longitude (gg°ggg)	Prof local m	Sal	Ra 224 dpm 100L ⁻¹	erro	Ra 223) dpm 100L ⁻¹	erro	Th 228 dpm 100L ⁻¹	erro	Excess 224 Ra dpm 100L ⁻¹	erro	Ra 226 dpm 100L ⁻¹	erro
9/2/08 6:50	-33,5472	-53,1068	1	28,41	21,2	0,7	0,858	0,103	1,2	0,1	20,00	0,75	11,4	0,3
9/2/08 8:50	-33,3617	-52,8742	1	28,55	27,6	0,9	1,651	0,143	0,9	0,1	26,72	0,88	12,4	0,3
9/2/08 10:00	-33,4444	-52,9776	1	28,18	18,8	0,7	1,078	0,127	0,6	0,0	18,23	0,70	8,7	0,2
9/2/08 12:40	-33,6614	-53,2520	1	28,39	20,3	1,0	2,466	0,343	0,6	0,1	19,68	1,03	9,1	0,2
9/4/08 8:20	-32,8316	-52,4810	1	28,31	16,9	0,8	1,017	0,161	0,5	0,0	16,42	0,76	6,1	0,2
9/5/08 11:00	-32,1608	-52,0997	1	28,43	23,9	0,9	1,342	0,168	0,5	0,1	23,39	0,87	6,0	0,2
9/5/08 10:00	-32,2058	-52,1755	1	28,26	15,9	0,6	0,579	0,105	0,5	0,1	15,39	0,64	6,5	0,2
9/5/08 10:00	-32,2073	-52,1732	1	25,65	7,0	0,6	0,271	0,161	0,6	0,1	6,39	0,58	6,8	0,2

Tabela 15. Série temporal de isótopos naturais de rádio na água superficial da zona de surfe, amostragem setembro 2008.

Data (m/d/aa hh:mm)	Latitude (gg°ggg)	Longitude (gg°ggg)	Prof local m	Sal	Ra 224 dpm 100L ⁻¹	erro	Ra 223) dpm 100L ⁻¹	erro	Th 228 dpm 100L ⁻¹	erro	Excess 224 Ra dpm 100L ⁻¹	erro	Ra 226 dpm 100L ⁻¹	erro
9/3/08 15:50	-32,7303	-53,4486	1	28,78	12,7	0,7	0,5	0,1	1,0	0,1	11,7	0,7	5,5	0,2
9/3/08 17:40	-32,7303	-53,4486	1	28,90	18,7	1,2	1,6	0,4	0,4	0,1	18,3	1,2	5,9	0,2
9/3/08 21:10	-32,7303	-53,4486	1	28,78	20,8	0,9	0,9	0,1	0,7	0,1	20,1	0,9	6,9	0,2
9/3/08 23:30	-32,7303	-53,4486	1	28,65	11,2	0,6	0,5	0,1	0,9	0,1	10,3	0,6	5,1	0,2
9/4/08 5:30	-32,7303	-53,4486	1	28,44	17,6	1,1	1,2	0,3	0,4	0,1	17,3	1,1	6,1	0,2
9/4/08 7:20	-32,7303	-53,4486	1	28,20	17,1	0,7	0,7	0,1	0,5	0,0	16,7	0,7	6,0	0,2
9/4/08 10:15	-32,7303	-53,4486	1	28,25	12,1	0,6	0,6	0,1	0,3	0,0	11,8	0,6	4,8	0,2
9/4/08 12:40	-32,7303	-53,4486	1	28,39	15,1	0,7	0,9	0,1	1,0	0,1	14,0	0,7	6,4	0,2