



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**ELABORAÇÃO DE MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA ANÁLISE DO
AQUÍFERO COSTEIRO DO PARQUE NACIONAL DA RESTINGA DE
JURUBATIBA, PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS, RIO DE
JANEIRO**

Gabriel Eloy Botelho da Silva

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho de 2019

ELABORAÇÃO DE MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA ANÁLISE DO AQUÍFERO COSTEIRO DO PARQUE NACIONAL DA RESTINGA DE JURUBATIBA, PORÇÃO SUL DA BACIA DE CAMPOS, RIO DE JANEIRO

Gabriel Eloy Botelho da Silva

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores: DSc. Gerson Cardoso da Silva Jr
MSc. Mónica Filipa Sousa Fernandes (*In Memoriam*)
Geóloga Stella Rodrigues Vaz

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho de 2019

Silva, Gabriel Eloy Botelho

Elaboração de mapa potenciométrico para análise do aquífero costeiro do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, porção sul da bacia de Campos, Rio de Janeiro / Gabriel Eloy Botelho da Silva - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2019.

xix, 111 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientadores: Gerson Cardoso da Silva Jr., Mônica Filipa Sousa Fernandes (*in memorian*), Stella Rodrigues Vaz.

1. Geologia. 2. Setor de Hidrogeologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Gerson Cardoso da Silva Jr. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Elaboração de mapa potenciométrico para análise do Aquífero Costeiro do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, porção sul da Bacia de Campos, Rio de Janeiro.

Gabriel Eloy Botelho da Silva

ELABORAÇÃO DE MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA ANÁLISE DO AQUÍFERO
COSTEIRO DO PARQUE NACIONAL DA RESTINGA DE JURUBATIBA, PORÇÃO
SUL DA BACIA DE CAMPOS, RIO DE JANEIRO

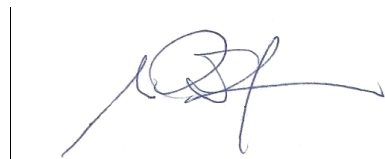
Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

D. Sc. Gerson Cardoso da Silva Jr. UFRJ
M. Sc. Mónica Filipa Sousa Fernandes (*In
Memorian*)
Geóloga Stella Rodrigues Vaz

Aprovada em: 31/07/2019

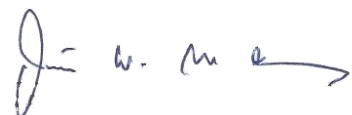
Por:



Orientador: Prof. DSc. Gerson Cardoso da Silva Jr. (UFRJ)



Prof. DSc Lucio Carramillo Caetano (UFRRJ)



Prof. DSc João Wagner de Alencar Castro (MN- UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2019

Dedico este trabalho a Deus, que me deu força nos momentos que pensei em desistir, a minha família que é meu porto seguro e a Ana Beatriz, que me incentiva sempre a ser melhor.

Agradecimentos

Expresso meu imenso agradecimento à minha família. Meus pais, Vanda Botelho e Geraldo Batista, minha irmã, grande apoiadora e companheira para a vida toda, Juliana Botelho, minha tia e segunda mãe, Eliete Botelho, meus primos e irmãos, Alexandra Botelho e Danilo Cardoso, muito obrigado pelo apoio e confiança que depositaram em mim e por apoiarem as minhas decisões ao longo destes anos de graduação.

Agradeço à minha noiva e melhor amiga, Ana Beatriz, por estar do meu lado e me incentivar a sempre ser melhor. Obrigado pelo carinho, paciência, amor e cumplicidade que compartilhamos há todos estes anos.

Sou muito grato aos meus orientadores, D.Sc. Gerson Cardoso, por todo conhecimento que me foi compartilhado ao longo destes anos de trabalho e pesquisa no Hidrogeo, e Stella Vaz, pela paciência e amizade durante esse tempo que trabalhamos juntos, mesmo que a distância.

Agradeço especialmente à minha orientadora Mónica Filipa (in memoriam), que nunca duvidou da minha capacidade, que acreditava em mim e que me mostrou que a vida é muito mais que a academia. Sua memória ficará para sempre no coração daqueles que tiveram a oportunidade de aproveitar da sua companhia.

Agradeço aos pesquisadores do Hidrogeo, Talita Azevedo, por sempre me receber bem no laboratório e esclarecer minhas dúvidas quando surgiam, e Glauco Eger, por ficar ao meu lado e buscar diversas maneiras de me ajudar na modelagem dos aquíferos. Sua ajuda foi fundamental para a realização deste trabalho.

Agradeço a todo corpo docente do curso de Geologia, em especial aos professores Helena Polivanov e Renato Ramos, que mostraram a importância de sermos mais humanos e, também, que é possível e necessário enxergar além dos limites da universidade. Agradeço, também, aos grandes amigos que fiz durante a graduação por deixarem tudo muito mais leve e agradável.

A todos os meus amigos e familiares que me apoiaram ao longo da graduação e compreenderam minha ausência em diversos momentos, meu sincero agradecimento.

A água de aqui é boa, não é?

*A água de aqui é boa, não é?
Se é! Quantos vinhos que julguei melhores bebi!
A água de aqui — a verdade!
A verdade não — a melhor aparência dela...
Quando, em grandes praças de eu distra[ído],
Apregoam em torno de mim os jornais todos e eu
durm[o]*

Resumo

SILVA, Gabriel Eloy Botelho. **Elaboração de mapa potenciométrico para análise do aquífero costeiro do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, porção sul da bacia de Campos, Rio de Janeiro**. 2019. xix, 126 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O estudo do comportamento hidrogeoquímico dos corpos hídricos é essencial para o entendimento do funcionamento dos sistemas aquíferos. Assim, para o referente estudo, fez-se necessário conhecer a composição química e a salinidade da água subterrânea do Aquífero Costeiro do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, ao norte do estado do Rio de Janeiro. O Parque possui um grande sistema praial costeiro, com 44 km de praia e 18 lagunas, que interagem com a restinga, com a água do mar e com a água doce subterrânea. A água subterrânea pertencente ao aquífero é utilizada pelos moradores dos três balneários localizados dentro da área de preservação ambiental, sendo eles: Carapebus, Visgueiro e João Francisco. Desses, apenas o balneário de João Francisco é abastecido pela Companhia Estadual de Água e Esgoto (CEDAE). Devido à grande importância social deste aquífero, uma análise sobre a qualidade e a salinidade da água utilizada diariamente para, dentre outras finalidades, consumo humano dos habitantes dos balneários é necessária. Do ponto de vista hidrogeológico, a qualidade é tão importante quanto a quantidade; a disponibilidade dos recursos hídricos para determinados usos depende fundamentalmente da qualidade físico-química, biológica e radiológica das águas (Santos, 1997). Desta forma, foram avaliadas doze amostras retiradas por meio de poços tubulares já escavados nas três localidades. Para tal, foram realizadas três incursões a campo e coletadas 3 amostras em julho de 2018, 3 amostras em fevereiro de 2019 e 6 amostras em junho de 2019. Após a análise das amostras, um modelo hidrogeoquímico conceitual do Aquífero Costeiro do Parque foi elaborado e, com isto, a referida área foi caracterizada e esta caracterização serviu para calibrar o modelo digital. Neste modelo foram utilizados os ânions de bicarbonato (HCO_3^-), sulfato (SO_4^{2-}), cloreto (Cl^-) e nitrato (NO_3^-) e os cátions de sódio (Na^+), potássio (K^+), cálcio (Ca^{+2}) e magnésio (Mg^{+2}). Além disso, simulações de fluxo e transporte realizadas utilizando o *software* SEAWAT, através da plataforma visual MODFLOW, foram realizadas a fim de tornar viável a observação das propriedades e condições de contorno deste aquífero.

Palavras-chave: Aquífero Costeiro, Hidrogeoquímica, Parque Nacional Da Restinga De Jurubatiba, MODFLOW, SEAWAT

Abstract

SILVA, Gabriel Eloy Botelho. **Elaboration of a potentiometric map for the analysis of the coastal aquifer of the Restinga National Park of Jurubatiba, southern portion of the Campos Basin, Rio de Janeiro.** 2018. xix, 126 f. Geology Final Paper - Department of Geology, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The study of hydrogeochemical behavior of water bodies is essential for understanding the functioning of aquifer systems. Thus, for the referred study, it was necessary to know the chemical composition and the salinity of the groundwater of the Coastal Aquifer of the Restinga National Park of Jurubatiba, north of the state of Rio de Janeiro. The Park has a large coastal beach system, with 44km of beaches and 18 lagoons, which interact with the sandbar system (restinga), with seawater and fresh groundwater. The local population of the three villages located within the area of environmental preservation, being Carapebus, Visgueiro and João Francisco, uses the groundwater belonging to the aquifer. However, the state water company only supplies the village of João Francisco. Due to the great social importance of this aquifer, an analysis on the quality and salinity of the water used daily to, among other purposes, human consumption of the inhabitants of these villages are necessary. From a hydrogeological point of view, quality is as important as quantity; the availability of water resources for certain uses depends fundamentally on the physico-chemical, biological and radiological quality of the waters (Santos, 1997). In this way, twelve samples were evaluated by means of tubular wells already excavated in the three localities. For that, three field trips were carried out and three samples were collected in July 2018, three samples in February 2019 and six samples in June 2019. After the analysis of the samples, a conceptual hydrogeochemical model of the Coastal Aquifer was elaborated, this area was characterized, and this characterization served to calibrate the digital model. In this model, the anions of bicarbonate (HCO_3^-), sulfate (SO_4^{2-}), chloride (Cl^-) and nitrate (NO_3^-) and cations of sodium (Na^+), potassium (K^+), calcium (Ca^{+2}) and magnesium (Mg^{+2}). In addition, flow and transport simulations performed using the SEAWAT *software*, through the MODFLOW visual platform, were performed to make feasible the observation of the properties and contour conditions of this aquifer.

Key Words: Coastal Aquifer, Hydrogeochemistry, Jurubatiba Restinga National Park, MODFLOW, SEAWAT

Lista de Figuras

FIGURA 1: MAPA COM AS DELIMITAÇÕES DO PARNA DA RESTINGA DE JURUBATIBA E SEUS VILAREJOS.	23
FIGURA 2: TRAJETO A PARTIR DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA (CCMN) DA UFRJ ATÉ A SEDE DO PARNA DA RESTINGA DE JURUBATIBA.	24
FIGURA 3: LOCALIZAÇÃO DOS LIMITES DA BACIA DE CAMPOS. MODIFICADO DE BASTOS, 2015.	28
FIGURA 4: MAPA TECTÔNICO DO SEGMENTO CENTRAL DO ORÓGENO RIBEIRA NO CONTEXTO DA PROVÍNCIA TECTÔNICA MANTIQUEIRA. O RETÂNGULO EM PRETO INDICA A ÁREA DE ESTUDO. 1: RIFTES CENOZOICOS; 2: ROCHAS ALCALINAS DO CRETÁCEO E NEÓGENO; 3: NAPPES INFERIORES; 4: NAPPES SUPERIORES; 5: EMBASAMENTO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO E DOMÍNIO AUTÓCTONE; 6: METASSEDIMENTOS DO DOMÍNIO AUTÓCTONE; 7: DOMÍNIO ANDRELÂNDIA; 8: DOMÍNIO JUIZ DE FORA DO TERRENO OCIDENTAL; 9: TERRENO PARAÍBA DO SUL; 10: TERRENO EMBU; 11: TERRENO ORIENTAL; 12: ARCO MAGMÁTICO RIO NEGRO; 13: TERRENO CABO FRIO. MODIFICADO DE HEILBRON <i>ET AL.</i> (2004).	30
FIGURA 5: COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMPOS (WINTER <i>ET AL.</i> , 2007). DESTAQUE PARA O REGISTRO DA FORMAÇÃO BARREIRAS (NEÓGENO) NA ÁREA EMERSA DA BACIA.	31
FIGURA 6: EVOLUÇÃO DAS BACIAS SEDIMENTARES LITORÂNEAS BRASILEIRAS, INDICANDO AS MEGASSEQUÊNCIAS CONTINENTAL RIFTE (D. JOÃO ATÉ BURICICA-JIQUIÁ), EVAPORÍTICA TRANSICIONAL (ALAGOAS) E CARBONÁTICA DE PLATAFORMA RASA (ALBIANO) (CHANG <i>ET AL.</i> , 1988).	32
FIGURA 7: MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO (SILVA & CUNHA, 2001; BREDÁ, 2012)..	34
FIGURA 8: MAPA SIMPLIFICADO DE COBERTURAS INCONSOLIDADAS DA FOLHA MACAÉ (ESCALA 1:250.000), SEGUNDO FERREIRA (1999), MODIFICADO EM VILELA (2015).	35
FIGURA 9: MAPA GEOLÓGICO DO QUATERNÁRIO COSTEIRO DA METADE NORTE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (MARTIN <i>AT AL.</i> , 1997)	36
FIGURA 10: MODELO GERAL DE EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DAS PLANÍCIES COSTEIRAS DAS PORÇÕES LESTE E NORDESTE DO LITORAL BRASILEIRO DURANTE O QUATERNÁRIO, VÁLIDO PARA O TRECHO ENTRE O NORTE DO RIO DE JANEIRO E O RIO GRANDE DO NORTE (FONTE: MARTIN <i>ET AL.</i> , 1996, MODIFICADO IN SOUZA, 2005).	40
FIGURA 11: MODELO DE EVOLUÇÃO DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (SILVA, 1987).	42
FIGURA 12: (A) PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO PARAÍBA DO SUL HÁ 5.100 ANOS A.P. (MARTIN <i>ET AL.</i> , 1997). (B) LAGUNAS ISOLADAS ENTRE 3.600 E 2.800 ANOS A.P. (MARTIN <i>ET AL.</i> , 1997).	43
FIGURA 13: MAPA GEOLÓGICO DA FEIÇÃO DELTAICA DO PARAÍBA DO SUL (DOMINGUEZ <i>ET AL.</i> , 1981).	45
FIGURA 14: PROVÍNCIAS GEOMORFOLÓGICAS DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL, COM DESTAQUE PARA ÁREA DE ESTUDO (ADAPTAÇÃO DA FONTE: CPRM) EM ROCHA, 2013.	45
FIGURA 15: MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO PARNA RESTINGA DE JURUBATIBA RETIRADO DA FOLHA VITÓRIA SF 24 (SILVA, 2004).	47
FIGURA 16: MONITORAMENTO DA LINHA DE COSTA E MORFODINÂMICA DE PRAIA A PARTIR DE PERFIS TOPOGRÁFICOS EM QUISSAMÃ. NOTAR O RECUO DA ESCARPA DE PÓS-PRAIA DA BARREIRA COSTEIRA (FERNANDEZ & ROCHA, 2015).	49
FIGURA 17: MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL. DESTAQUE PARA O MAPEAMENTO DE DETALHE EM QUISSAMÃ. (FERNANDEZ & ROCHA, 2015).	50

FIGURA 18: SEÇÃO GPR EM QUISSAMÃ E AS RADARFÁCIES INTERPRETADAS. DESTACA-SE QUE AS RADARFÁCIES F4 APRESENTAM CONDIÇÕES DE CONVERGÊNCIA DE TRANSPORTE SEDIMENTAR INDICADO PELA DIREÇÃO DOS REFLETORES, ALÉM DA SUPERPOSIÇÃO DE REFLETORES ASSOCIADOS A TRANSPOSIÇÃO (FERNANDEZ & ROCHA, 2015).....	51
FIGURA 19: DOMÍNIOS HIDROGEOLÓGICOS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (MARTINS <i>ET AL</i> , 2006).....	53
FIGURA 20: MAPA DE FAVORABILIDADE HIDROGEOLÓGICA DA PORÇÃO NORTE FLUMINENSE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, COM PERFIL (CPRM, 2001).....	54
FIGURA 21: SUBDIVISÃO DOS AQUIFEROS SEDIMENTARES DA BACIA DE CAMPOS DOS GOYTACAZES (CAPUCCI, 2003).	55
FIGURA 22: TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES MÉDIAS EM QUISSAMÃ. O MÊS MAIS SECO É AGOSTO E TEM 33 MM DE PRECIPITAÇÃO MÉDIA. O MÊS DE MAIOR PRECIPITAÇÃO É DEZEMBRO, COM UMA MÉDIA DE 150 MM.	58
FIGURA 23: EM QUISSAMÃ, FEVEREIRO É O MÊS MAIS QUENTE DO ANO COM UMA TEMPERATURA MÉDIA DE 26.0 °C. A TEMPERATURA MÉDIA EM JULHO É DE 20.2 °C, SENDO A TEMPERATURA MÉDIA MAIS BAIXA DO ANO.	58
FIGURA 24: TEMPERATURAS E PRECIPITAÇÕES MÉDIAS EM CARAPEBUS. O MÊS MAIS SECO É JULHO E TEM 39 MM DE PRECIPITAÇÃO MÉDIA. O MÊS DE MAIOR PRECIPITAÇÃO É DEZEMBRO, COM UMA MÉDIA DE 169 MM.	58
FIGURA 25: EM CARAPEBUS, FEVEREIRO É O MÊS MAIS QUENTE DO ANO COM UMA TEMPERATURA MÉDIA DE 25.8 °C. A TEMPERATURA MÉDIA EM JULHO É DE 20.0 °C, SENDO A TEMPERATURA MÉDIA MAIS BAIXA DO ANO.	58
FIGURA 26: PERCENTUAL DAS DIREÇÕES DE VENTO PARA A REGIÃO (PINHO, 2003).	59
FIGURA 27: CARACTERIZAÇÃO AMBIENTAL EM FUNÇÃO DA AMPLITUDE DA MARÉ E ALTURA MÉDIA DAS ONDAS (MUEHE, 2001).....	61
FIGURA 28: DIAGRAMA DE PIPER PARA AS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM TODAS AS REGIÕES HIDROGRÁFICAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (COPPETEC, 2014).	65
FIGURA 29: DIAGRAMA DE PIPER PARA A REGIÃO HIDROGRÁFICA IX DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (COPPETEC, 2014).....	65
FIGURA 30: DIAGRAMA DE SCHOELLER PARA AMOSTRAS NO MUNICÍPIO DE CAMPOS DOS GOYTACAZES (MARTINS, 2015).	66
FIGURA 31: DIAGRAMA DE STIFF PARA AMOSTRAS NO MUNICÍPIO DE CAMPOS DOS GOYTACAZES (MARTINS, 2015).	67
FIGURA 32: DIAGRAMA SIMPLIFICADO DE UM CENÁRIO DE AQUIFERO COSTEIRO LIVRE, ADAPTADO DE WERNER <i>ET AL</i> . (2013).	68
FIGURA 33: ETAPAS DA MODELAGEM, ADAPTADO DE ANDERSON E WOESSNER (1992).	75
FIGURA 34: DIAGRAMA DE PIPER COM AS AMOSTRAS PLOTADAS.....	80
FIGURA 35: DIAGRAMA DE SCHOELLER-BERKALOFF.....	81
FIGURA 36: DIAGRAMA DE SALINIDADE PARA CLASSIFICAÇÃO DE ÁGUAS DE IRRIGAÇÃO. .	82
FIGURA 37: MAPA DO PARNA DE JURUBATIBA COM DESTAQUE PARA OS DIAGRAMAS DE STIFF PLOTADOS JUNTO AOS PONTOS DE COLETA. 1- VILAREJO DE CARAPEBUS; 2 – VILAREJO DE JOAO FRANCISCO; 3 – VILAREJO DE VISGUEIRO.	86
FIGURA 38: MAPA DO VILAREJO DE CARAPEBUS COM OS DIAGRAMAS DE STIFF REFERENTES AS AMOSTRAS LB-0208-19, LB-0398-19, LB-0399-19 E LB- 0400-19 NOS LOCAIS DE ONDE FORAM COLETADAS.	87
FIGURA 39: MAPA DO VILAREJO DE JOÃO FRANCISCO COM O DIAGRAMA DE STIFF REFERENTE A AMOSTRA LB-0750-18 NO LOCAL DE ONDE FOI COLETADA.	89

FIGURA 40: MAPA DO VILAREJO DE VISGUEIRO COM OS DIAGRAMAS DE STIFF REFERENTES AS AMOSTRAS LB-0401-19, LB-0209-19, LB-0748-18, LB-0403-19, LB-0210-19 E LB- 0402-19 NOS LOCAIS DE ONDE FORAM COLETADAS.	91
FIGURA 41: MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA O VILAREJO DE CARAPEBUS.	95
FIGURA 42: MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA O VILAREJO DE JOÃO FRANCISCO.....	96
FIGURA 43: MAPA POTENCIOMÉTRICO PARA O VILAREJO DE VISGUEIRO.....	97
FIGURA 44: MODELO CONCEITUAL PROCESSADO COM O VISUAL MODFLOW, COM OS NÍVEIS D'ÁGUA RELATIVOS AO AQUÍFERO COSTEIRO SOB O VILAREJOS DE VISGUEIRO, COM EXAGERO VERTICAL DE 20%.	98
FIGURA 45: SEÇÃO A-B REPRESENTANDO A DIREÇÃO DE FLUXO DO AQUÍFERO DE ACORDO COM A CARGA HIDRÁULICA.	100

Lista de Tabelas

TABELA 1: TABELA DE CORES REFERENTE À FAVORABILIDADE HIDROGEOLÓGICA DA FIGURA 20 (CPRM, 2001).....	54
TABELA 2: DADOS CLIMATOLÓGICOS DE QUISSAMÃ.	59
TABELA 3: DADOS CLIMATOLÓGICOS DE CARAPEBUS.....	59
TABELA 4: CONCENTRAÇÕES IÔNICAS DAS AMOSTRAS APRESENTADAS.	84
TABELA 5: CLASSIFICAÇÕES DAS AMOSTRAS SEGUNDO OS DIAGRAMAS DE PIPER, SCHOELLER E STIFF.....	92

Lista de Equações

EQUAÇÃO 1: CORRELAÇÃO ESPACIAL DADA PELO VARIOGRAMA	74
EQUAÇÃO 2: EQUAÇÃO DE SISTEMAS DE FLUXO TRANSITÓRIO	76
EQUAÇÃO 3: EQUAÇÃO DE TRANSPORTE DO SOLUTO EM DUPLO DOMÍNIO.	77

Lista de Abreviaturas e Siglas

- A.P.: Antes do Presente
- BLUE: *Best Linear Unbiased Estimator* (Melhor Estimador Imparcial Linear)
- Ca: Cálcio
- CCMN: Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro
- CDPS: Complexo Deltaico do Paraíba do Sul
- CE: Condutividade elétrica
- CEDAE: Companhia Estadual de Água e Esgoto
- CIDE: Centro de Informação e Dados do Estado do Rio de Janeiro
- Cl: Cloreto
- CO₂: Dióxido de Carbono
- CPRM: Companhia Pesquisa de Recursos Minerais
- Cu: Cobre
- DG-UFRRJ: Departamento de Geociências da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro
- DRM-RJ: Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro - Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro
- E: Leste
- FGEL-UERJ - Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro
- FUNCEME: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
- GHS: *Groudwater Hydrology Group* (Grupo de Hidrologia Subterrânea)
- GPS: *Global Positioning System* (Sistema De Posicionamento Global)
- ha: Hectares
- HCO₃: Bicarbonato
- Hidrogeo: Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ
- Ho: Altura média
- ICMBio: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade
- IGEO: Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro
- K: Potássio
- km: quilômetros

- LabAguas: Laboratório de Caracterização de Águas
- m: metros
- m²/dia: metros quadrados por dia
- m³/h/m: metros cúbicos por hora por metro
- m³/h: metros cúbicos por hora
- meq/L: miliequivalente por litro
- mg/L: miligramas por litro
- Mg: Magnésio
- mm: milímetros
- MODFLOW: *Modular Three-Dimensional Groundwater Flow Model* (Modelo de Fluxo Tridimensional Modular de Água Subterrânea)
- MT3DMS: *Modular Three Dimensional Transport Model for the Simulation* (Modelo de Transporte Tridimensional Modular para Simulação)
- Na: Sódio
- NE: Nível Estático ou Nível D'água
- NE: Nordeste
- NO₃: Nitrato
- °C: graus Celsius
- ORP: Potencial de oxidação / redução
- PARNA: Parque Nacional
- PE: Pernambuco
- pH: potencial Hidrogeniônico
- PPGL: Programa de Pós-Graduação em Geologia
- PROAP: Programa de Apoio à Pós-Graduação
- PUC: Pontifícia Universidade Católica
- RAS: Razão de Adsorção de Sódio
- RESUB: Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas
- RH: Região Hidrográfica
- RJ: Rio de Janeiro
- RMS: *Root Mean Square* (Raiz Média Quadrada)
- S: Sul
- SE: Sudeste

- Si₃O₄: Sílica
- SO₄: Sulfato
- STD: Sólidos Totais Dissolvidos
- SW: Sudoeste
- UFRJ: Universidade Federal do Rio de Janeiro
- UNESCO: *United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization* (Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura)
- USGS: *United States Geological Survey* (Serviço Geológico dos Estados Unidos)
- USSL: *United States Salinity Laboratory* (Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos)
- UTM: *Universal Transversal Mercator* (Transversal Universal de Mercator)

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
Lista de Figuras	x
Lista de Tabelas	xiii
Lista de Equações	xiv
Lista de Abreviaturas e Siglas	xv
Sumário.....	xviii
1. INTRODUÇÃO	20
2. OBJETIVOS.....	22
3. ÁREA DE ESTUDO	23
4. METODOLOGIA	25
5. ASPECTOS GEOLÓGICOS	28
6. CONTEXTOS HIDROGEOLÓGICO, CLIMÁTICO E OCEANOGRÁFICO	52
6.1 HIDROGEOLOGIA.....	52
6.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS.....	57
6.3 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS	59
7. REFERENCIAL TEÓRICO	62
7.1 HIDROGEOQUÍMICA.....	62
7.2 QUALIDADE DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS	64
7.3 MAPA POTENCIOMÉTRICO	72
7.3.1 POTENCIOMETRIA.....	73
7.3.2 KRIGAGEM	73
7.4 MODELAGEM DE FLUXO SUBTERRÂNEO	74
7.4.1 CONDIÇÕES DE CONTORNO.....	78
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	79

9. CONCLUSÕES.....	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	102

1. INTRODUÇÃO

O uso de águas subterrâneas tem aumentado significativamente nas últimas décadas, particularmente nas áreas rurais dos países em desenvolvimento, em regiões áridas e semiáridas e nas ilhas. Em algumas cidades é a principal fonte de abastecimento de água. A agricultura e sistemas de irrigação em particular, em muitas partes do mundo, dependem fortemente dos recursos hídricos subterrâneos (UNESCO, 2007).

Segundo dados da Companhia de Pesquisa de Recurso Mineral (CPRM) (2001) praticamente todos os países do mundo utilizam água subterrânea para abastecimento. A relação de demanda quanto ao uso varia entre países e regiões de um mesmo país, sendo que, de um modo geral o abastecimento público possui maior demanda que o individual. Na Europa, em torno de 75% do abastecimento público é oriundo de água subterrânea e em países como Suécia, Holanda e Bélgica esta proporção chega a 90%.

Visando atender as demandas de forma sustentável alguns instrumentos para controle e monitoramento dos usos foram criados: licença de obra hídrica, outorga de direito de uso da água e isenção de outorga. Desta forma, o órgão controla a perfuração de poços e vazão de outorga, os quais podem atingir as diversas formações hidrogeológicas, o que também é catalogado; porém ainda há grande número de perfuração de poços clandestinos (Oliveira, 2016).

Este trabalho está ambientado no contexto do Parque Nacional (PARNA) da Restinga de Jurubatiba, localizado ao norte do estado do Rio de Janeiro. O Parque possui um grande sistema praial costeiro, com 44 km de praia e 18 lagunas, que interagem com a restinga, com a água do mar e com a água doce subterrânea. A água subterrânea pertencente ao Aquífero Costeiro local é utilizada pelos moradores dos três balneários no entorno da área de preservação ambiental, sendo eles: Carapebus, Visgueiro e João Francisco. Desses, apenas o balneário de João Francisco é abastecido pela Companhia Estadual de Água e Esgoto (CEDAE). Devido à grande importância social deste aquífero, uma análise sobre a qualidade e a salinidade da água utilizada diariamente para, dentre outras finalidades, consumo humano dos habitantes dos balneários é necessária.

O estudo do comportamento hidrodinâmico e hidrogeoquímico dos corpos hídricos é essencial para o entendimento do funcionamento dos sistemas aquíferos.

Assim, para o referente estudo, fez-se necessário conhecer a potenciometria, a composição química e a salinidade da água subterrânea do Aquífero Costeiro do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba, ao norte do estado do Rio de Janeiro. Do ponto de vista hidrogeológico, a qualidade é tão importante quanto a quantidade; a disponibilidade dos recursos hídricos para determinados usos depende fundamentalmente das qualidades físico-química, biológica e radiológica das águas (Santos, 1997).

A água subterrânea, sem sofrer interferências da água marinha, para Custodio e Llamas (1983), possui teores de cloreto abaixo dos 100 mg/L em formações próximas ao mar. Entretanto, basta um percentual de 3% de água do mar em água doce, segundo Custódio (1987), para restringir seu uso. Um percentual de 5% é suficiente para torna-la inutilizável sem o tratamento prévio.

Oliveira (2016) aponta que além do índice de cloretos outros parâmetros são utilizados para qualificar a água de abastecimento quanto à salinização, considerando outros indicadores para a identificação de contaminação pela água do mar, sendo alguns deles os íons cálcio (Ca^{+2}), magnésio (Mg^{+2}), sódio (Na^+), sulfato (SO_4^{2-}), bicarbonato (HCO_3^-), potássio (K^+), condutividade elétrica (CE) e Sólidos Totais Dissolvidos (STD), assim como também algumas razões iônicas.

Atualmente, a modelagem dos sistemas aquíferos tem se tornado a forma mais abrangente de compreender o avanço da cunha salina nos aquíferos costeiros. Para tal, são utilizados programas específicos como o SEAWAT. De acordo com os desenvolvedores Guo e Langevin (2002), o SEAWAT é um programa que foi desenvolvido pela combinação do MODFLOW e modelo de transporte tridimensional modular para a simulação ou MT3DMS para simular em três dimensões o fluxo subterrâneo com densidade variável utilizando a concentração de salinidade para estimar a densidade dos fluidos e assim determinar o comportamento de cunhas salinas no aquífero. A salinidade é representada pelos sólidos totais dissolvidos, por possuírem valores muito próximos.

2. OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho consiste em compreender qualitativamente e quantitativamente as particularidades e o comportamento do Aquífero Costeiro, o qual é utilizado para extração de água subterrânea nos vilarejos localizados na área no entorno do PARNA da Restinga de Jurubatiba e fazer uma investigação quanto aos parâmetros hidrogeoquímicos desta água.

Para tal, foram analisados dados potenciométricos e amostras retiradas através de poços tubulares escavados em três vilarejos (Praia de Carapebus, Visgueiro e João Francisco) pertencentes aos municípios de Carapebus e Quissamã. Estas amostras foram analisadas com o auxílio dos softwares *AquaChem*, *Qualigraf* e *EasyQuim*. Com esta análise, um modelo hidrodinâmico e hidrogeoquímico conceitual do Aquífero Costeiro foi elaborado e, a fim de torná-lo mais fiel à realidade, processou-se o resultado através do modelo de algumas simulações de fluxo e transporte onde foi aplicado o código computacional SEAWAT, elaborado a partir do software e plataforma MODFLOW.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A área de estudo na qual este trabalho foi realizado está inserida no contexto do Parque Nacional (PARNA) da Restinga de Jurubatiba, maior sistema de restinga em Unidade de Conservação no Brasil, situado na porção continental da bacia de Campos, zona costeira no norte do estado do Rio de Janeiro, que engloba parte da área dos municípios de Macaé, Carapebus e Quissamã (Figura 01). Com sua área de 14.922,4 ha, sendo 44 km de linha de costa. Reúne 18 sistemas lagunares costeiros que variam entre ortogonais e paralelos aos cordões arenosos (Dias & Gorini, 1980).

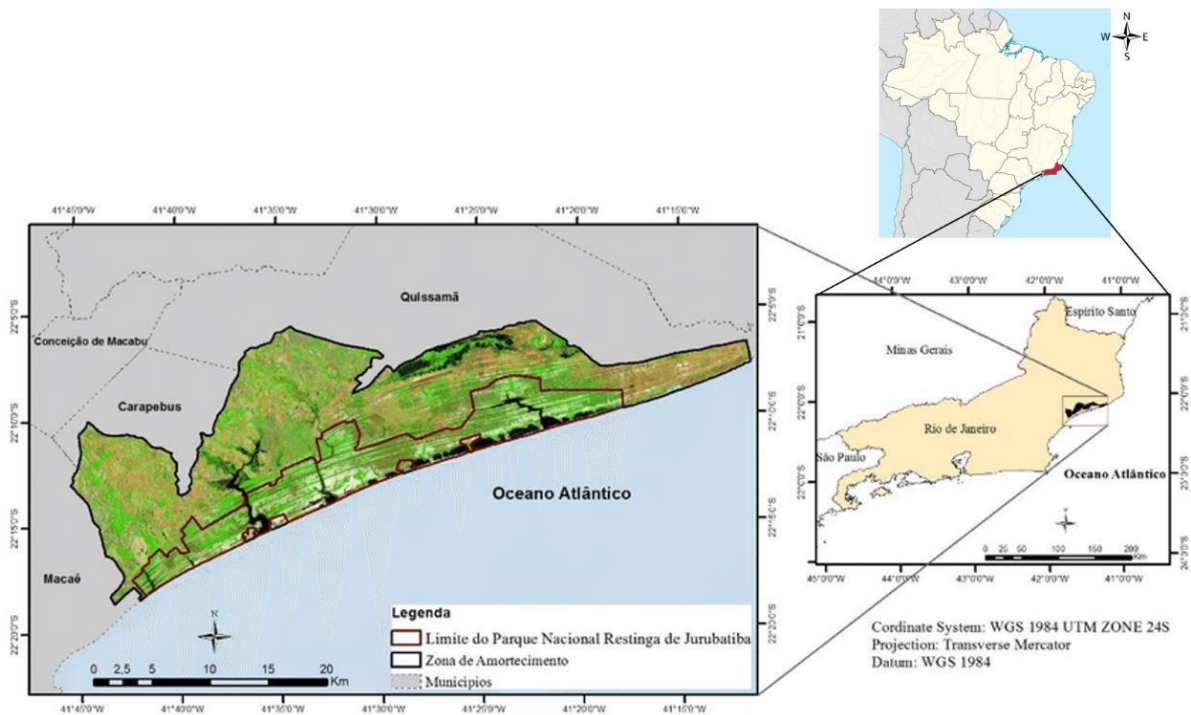


Figura 1: Mapa com as delimitações do PARNA da Restinga de Jurubatiba e seus vilarejos.

Jurubatiba é um dos três parques nacionais brasileiros onde é possível observar a coexistência da preservação do ambiente com o desenvolvimento sustentável de uma população de pescadores tradicionais que já pescavam na área mesmo antes de sua criação (ICMBio, 2019).

3.2 Vias de acesso

A sede administrativa e principal entrada do PARNA estão situadas na Rodovia Amaral Peixoto, km 182, nº 5000, bairro Barreto, Macaé – RJ. Pode ser acessado a partir da Cidade do Rio de Janeiro, pela rodovia BR-101 (Figura 02), pela rodovia Amaral Peixoto (RJ-106) ou pela rodovia Via Lagos (RJ-124). Após a Ponte Rio - Niterói, segue-se pela rodovia BR-101 até o Trevo de Macaé (Km 165) e, daí, pela rodovia RJ-168 até o centro de Macaé, por meio da rodovia RJ-106 até Cabiúnas, onde há um acesso não asfaltado até a guarita de acesso atualmente existente. Os vilarejos podem ser acessados por vias secundárias que contornam o parque, como a rodovia RJ-178 ou pela faixa de areia com um veículo próprio para este tipo de locomoção.

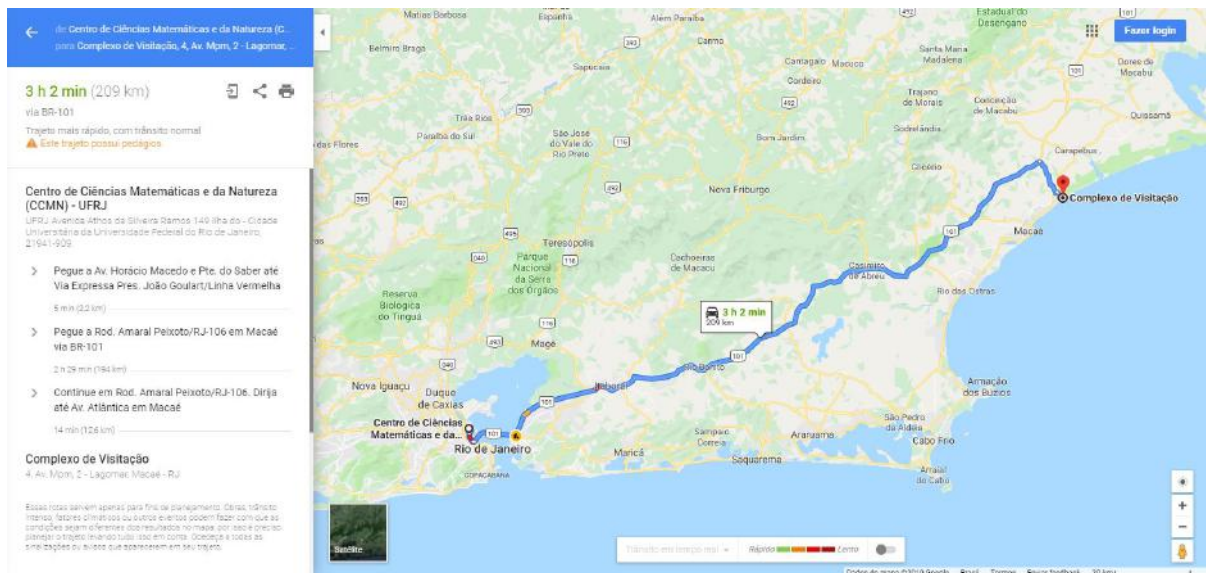


Figura 2: Trajeto a partir do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza (CCMN) da UFRJ até a sede do PARNA da Restinga de Jurubatiba.

4. METODOLOGIA

Para a realização do presente Trabalho de Conclusão de Curso, foram realizadas cinco campanhas de campo. A primeira campanha de campo consistiu no reconhecimento da área de estudo e no cadastramento das residências que possuíam poços de abastecimento com o intuito de, posteriormente, avaliar e registrar as principais características hidrogeológicas da região.

Os dados coletados nestas campanhas de campo foram coletados pela aluna do Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFRJ (PPGL) e co-orientadora deste trabalho, Stella Vaz, durante o desenvolvimento de sua dissertação de mestrado. As análises químicas completas utilizadas na caracterização hidrogeoquímica do aquífero costeiro do PARNA da Restinga de Jurubatiba foram custeadas com recursos do Programa de Apoio à Pós-Graduação (PROAP) disponibilizado para alunos do PPGL, e do Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ (Hidrogeo) segundo Serviço de Pesquisa de Natureza Acadêmica conforme acordo administrativo referente à: Determinação Química e Físico-Química, do Processo E-26/200.973/2017.

Inicialmente, houve uma pequena resistência dos moradores de apresentarem seus poços, pela crença de que o objetivo da pesquisa seria multar aqueles que possuíssem poços em suas residências sem o devido documento de outorga de poços ou certidão ambiental de uso insignificante. Ainda assim, foram encontrados um total de 18 poços nos três vilarejos.

Estes poços foram registrados e organizados em tabelas. Em cada poço, foram colhidas as informações de localização geográfica através do GPS para localização (Garmin eTrex 30x), nível d'água (NE) e de profundidade dos poços com o medidor elétrico analógico de nível d'água HS-50, além de parâmetros físico-químicos da água, como pH, total de sólidos dissolvidos (STD) e o potencial de oxidação/redução (ORP) utilizando os medidores portáteis Hanna HI98120, HI98127 e HI98311.

Após esta campanha foram realizadas mais quatro outras campanhas de campo onde foram coletadas um total de 12 amostras de água extraídas de poços tubulares dos três vilarejos. Estas amostras foram coletadas em diferentes datas durante os meses de julho de 2018, onde foram coletadas três amostras, outubro de 2018, onde foram coletadas três amostras e fevereiro de 2019, onde foram coletadas seis amostras. Algumas amostras foram retiradas do mesmo poço em momentos diferentes, foram analisadas e comparadas para auxiliar no entendimento do

comportamento do aquífero em intervalos de tempo distintos. Infelizmente, as amostras coletadas na campanha de campo de dezembro de 2017 tiveram que ser descartadas devido à pouca disponibilidade de recursos.

Com estas informações, foi elaborado um mapa utilizando o *software ArcGIS*, onde foi possível observar a distribuição dos poços no espaço. Além disso, os dados de nível estático foram aplicados no mesmo *software* para elaboração do mapa potenciométrico dos vilarejos.

Modelos hidrogeológicos comprovam a existência de relação morfológica entre as superfícies topográfica e potenciométrica (Bettú e Ferreira, 2005). Desta forma, neste trabalho, para quantificar esta relação, foi realizada a interpolação de dados potenciométricos e de relevo. Através da interpolação das cotas do nível estático (NE), por meio de krigagem, foram criados modelos da superfície potenciométrica do Aquífero Quaternário Fluviodeltaico, livre, localizado sob a região do PARNA da Restinga de Jurubatiba, na área dos três vilarejos inseridos na realidade do PARNA.

Para a realização deste estudo foram considerados os poços produtivos dos vilarejos inseridos no contexto do PARNA da Restinga de Jurubatiba, os quais são utilizados para limpeza de dependências e consumo humano. Os dados de cota do nível estático (NE) foram medidos durante as incursões de campo realizadas durante o período de tempo dito anteriormente, constando parâmetros como a coordenada UTM das bocas dos poços e a cota altimétrica da boca do poço.

As amostras coletadas durante as incursões foram enviadas ao Laboratório de Caracterização de Águas (LabÁguas) da Pontifícia Universidade Católica (PUC), onde foram elaborados os laudos das referidas amostras e os dados ali presentes foram utilizados neste trabalho. Tais dados foram organizados e analisados em forma de tabela.

Os parâmetros físico-químicos das amostras foram aplicados com o auxílio de três ferramentas distintas para a obtenção das características hidrogeoquímicas das águas, os *softwares AquaChem, Qualigraf e EasyQuim* onde foram feitas a distribuição de classes e classificação das amostras e realização de diagramas de Piper, Schoeller e Stiff. Os diagramas de Stiff foram plotados no mapa junto aos pontos de onde foram retiradas as amostras através do *software ArcGIS*.

Os dados obtidos através das análises das amostras de água juntamente com os dados da geologia local obtidos com levantamento bibliográfico foram inseridos no *software* e plataforma de visualização MODFLOW, com o intuito aplicar o modelo

matemático SEAWAT, que simula em um determinado período de tempo a interação entre líquidos de diferentes densidades.

5. ASPECTOS GEOLÓGICOS

5.1. Geologia Regional

Inserida na porção emersa da Bacia de Campos, a geologia regional da área de estudo é dividida em dois conjuntos principais, sendo eles o embasamento Pré-Cambriano e os terrenos sedimentares de idade cenozoica. Esta Bacia limita-se a norte pelo Arco de Vitória e ao Sul pelo Arco de Cabo Frio (Figura 3). Possui uma área de aproximadamente 100.000 km², sendo a bacia sedimentar que possui as maiores reservas petrolíferas do Brasil (Silva & Cunha, 2001).



Figura 3: Localização dos limites da Bacia de Campos. Modificado de Bastos, 2015.

O embasamento da área emersa da bacia de Campos insere-se no contexto geotectônico da Província da Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981), a leste do Cráton São Francisco. A evolução desta região ocorreu durante o pré-cambriano e pertencente à Província Proterozoica da Ribeira, é caracterizado por complexos ortognáissicos e paragnáissicos sendo associado a compartimentos geomorfológicos serranos e de colinas baixas. Esta província foi formada durante a orogenia brasileira de idade

Neoproterozoica, na qual ocorreram sucessivas colisões entre placas, microplacas e arcos de ilhas e que levaram à aglutinação do supercontinente Gondwana. O também conhecido como Cinturão Ribeira apresenta um *trend* geral de direção NE-SW e é subdividido terrenos tectonoestratigráficos, dentre os quais encontram-se os terrenos Cabo Frio (13), Oriental (11), Paraíba do Sul (9) e Ocidental(8) (Heilbron *et al.*, 2004) (Figura 4).

No limite Triássico/Jurássico o processo de ruptura de Gondwana e a consequente separação entre África e América do Sul gerou o arcabouço tectônico e estrutural das bacias de toda margem leste do Brasil. As evidências sugerem que o processo de rifteamento alcançou a Bacia de Campos durante o Hauteriviano-Barremiano (Meisling *et al.*, 2001).

Os terrenos de idade cenozoica são representados pelas rochas sedimentares da Formação Barreiras do período Neogeno e, mais recentemente, por depósitos coluvioaluvionares, depósitos praias eólicos, marinhos e lagunares e depósitos fluviolagunares, sendo um conjunto de depósitos costeiros quaternários bastante desenvolvidos junto à desembocadura dos principais rios, especialmente o rio Paraíba do Sul (Breda, 2012).

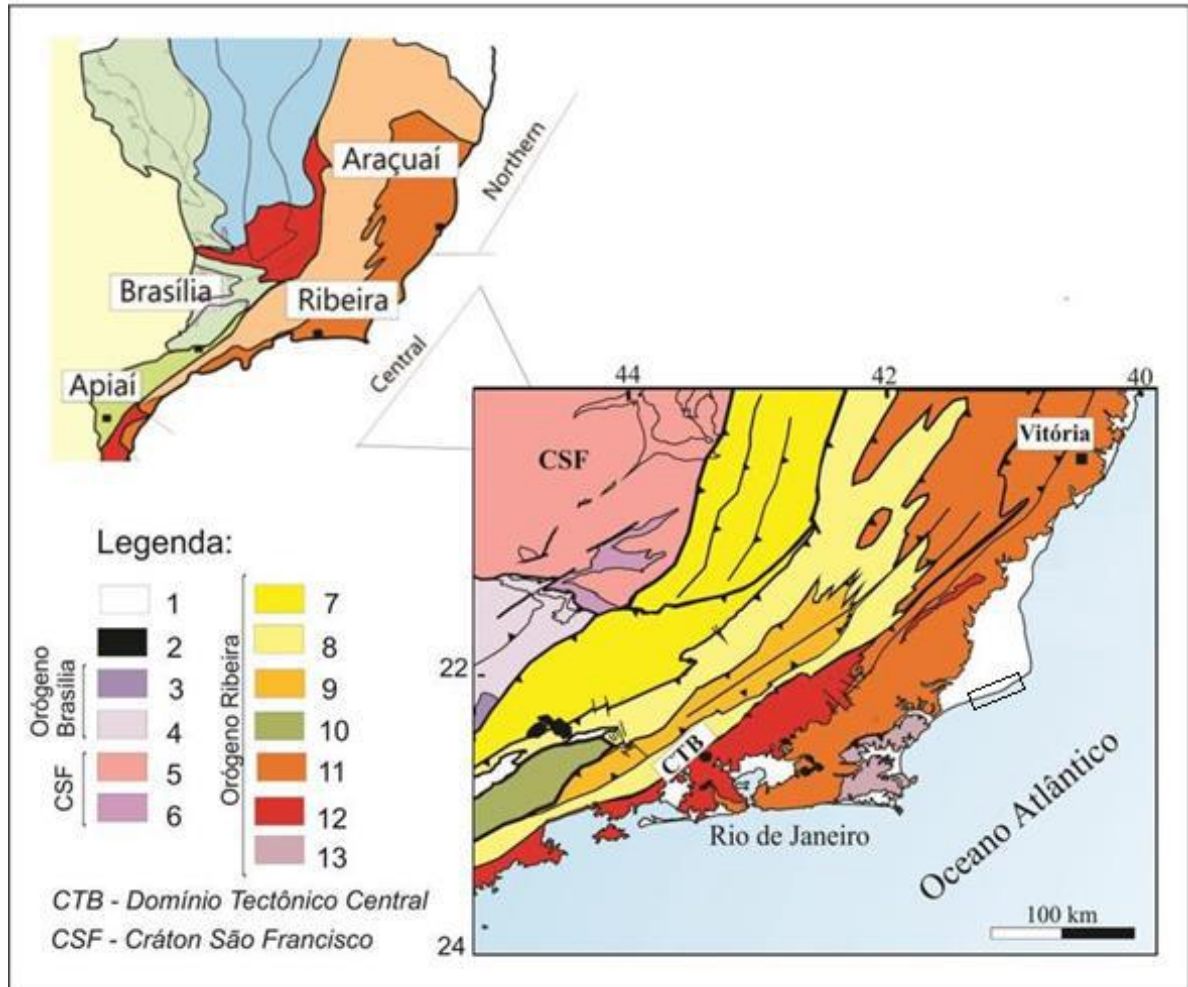


Figura 4: Mapa tectônico do segmento central do Orógeno Ribeira no contexto da Província Tectônica Mantiqueira. O retângulo em preto indica a área de estudo. 1: Riftes Cenozoicos; 2: Rochas Alcalinas do Cretáceo e Neógeno; 3: Nappes Inferiores; 4: Nappes Superiores; 5: Embasamento do Cráton São Francisco e Domínio Autóctone; 6: Metassedimentos do Domínio Autóctone; 7: Domínio Andrelândia; 8: Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 9: Terreno Paraíba do Sul; 10: Terreno Embu; 11: Terreno Oriental; 12: Arco Magmático Rio Negro; 13: Terreno Cabo Frio. Modificado de Heilbron *et al.* (2004).

5.1.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos é uma bacia da margem continental brasileira, limitada a norte pelo Arco de Vitória, a sul, pelo Arco de Cabo Frio, que teve sua origem e evolução relacionada ao processo de ruptura do supercontinente Gondwana, com consequente abertura do oceano Atlântico Sul, com seus estágios classificados como Rifte, Pós-Rifte e Drifte (Winter *et al.*, 2007), que correspondem às fases Rifte, de Transição e de Margem Passiva (Rangel *et al.*, 1994).

A carta estratigráfica proposta por Winter *et al.* (2007) ilustrada na Figura 5 destaca a análise cronoestratigráfica correlacionadas com as demais bacias da margem leste do Brasil (Winter *et al.*, 2007).

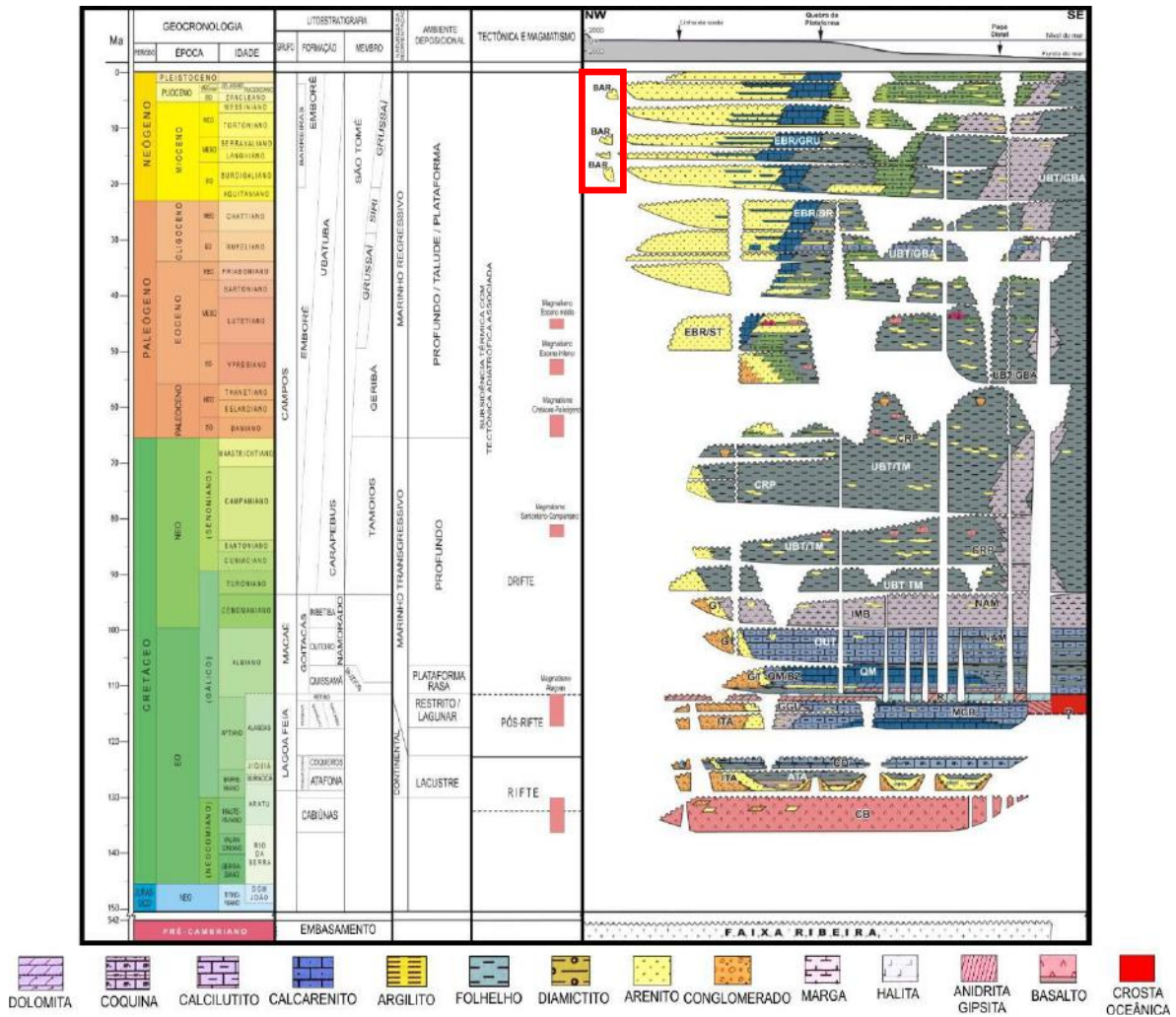


Figura 5: Coluna estratigráfica da bacia de Campos (Winter *et al.*, 2007). Destaque para o registro da Formação Barreiras (Neógeno) na área emersa da bacia.

Sua evolução pode ser explicada por cinco Megassequências relacionáveis aos andares do Cretáceo segundo a denominação local: continental rifte (D. João, Rio da Serra-Aratu, Buracica-Jiquiá), evaporítica transicional (Alagoas), carbonática de plataforma rasa, marinha transgressiva e marinha regressiva, conforme ilustrado na Figura 6 (Chang, 1988).

Na fase Rifte (Hauteriviano ao início do Aptiano), há uma intensa atividade vulcânica, com derrames basálticos, que constituíram a Formação Cabiúnas e recobriram o fundo da bacia no Cretáceo Inferior. Com a continuação da distensão, desenvolveu-se um sistema de grábens e horsts, propiciando uma sedimentação lacustre, associada a depósitos aluviais, e carbonáticos (principalmente coquinas), que compõem a parte inferior do Grupo Lagoa Feia, formado do Barremiano ao Aptiano (Winter *et al.*, 2007). Na parte emersa da bacia, diques de rochas básicas correlacionáveis ao magmatismo Cabiúnas estão bem representados.

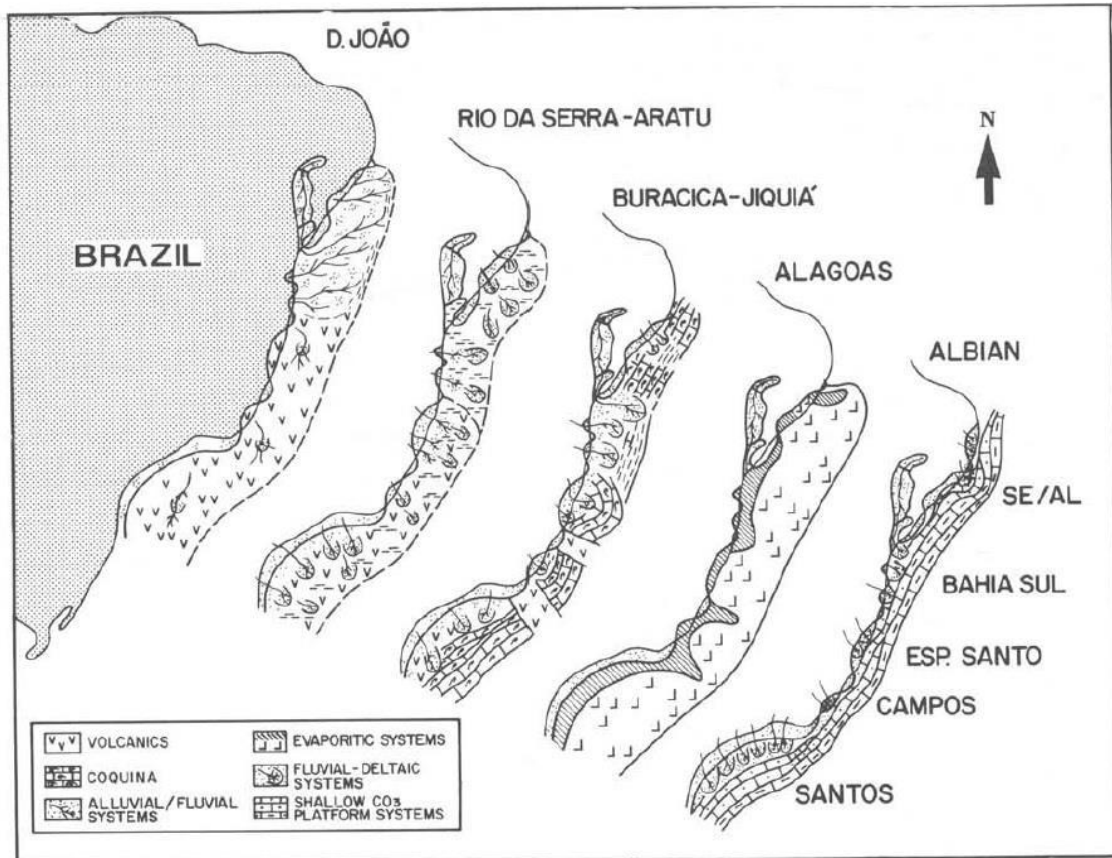


Figura 6: Evolução das bacias sedimentares litorâneas brasileiras, indicando as Megassequências continental rift (D. João até Buricica-Jiquiá), evaporítica transicional (Alagoas) e carbonática de plataforma rasa (Albiano) (Chang *et al.*, 1988).

Posteriormente, desenvolveu-se uma fase transicional ou pós-rifte, com sedimentação siliciclástica e evaporítica, que ocorreu até o final do Aptiano. Essa sequência corresponde a rochas dispostas discordantemente sobre a sequência depositada em um ambiente lacustre (Winter *et al.*, 2007).

Com o fim da fase rifte e consequente abertura do Oceano Atlântico, as placas Africana e Sul-americana estão afastadas. Nesta fase, compreendem-se sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associado a um tectonismo adiastrófico. Posteriormente, na fase *drifte*, ocorre o estabelecimento de uma plataforma carbonática, durante o Albiano, representada por uma megassequência de sedimentos associados a ambientes de plataforma rasa até marinho profundo, sendo marcada por episódios transgressivos e regressivos, com uma tendência regressiva bem marcada durante o Cenozoico, percebida na parte inferior do Grupo Macaé. Devido à subsidência térmica e sobrecarga de sedimentos, ocorre a movimentação tectônica do sal depositado na fase pretérita. Devido ao seu comportamento plástico, a camada terá estruturas relacionadas ao fluxo de sal, como

diápiros, alhas e escorregamentos que terão grande influência no sistema petrolífero da bacia, esse fenômeno é conhecido como halocinese (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007).

A parte superior do Grupo Macaé foi depositado em um ambiente batial superior, com registro de anoxias episódicas, que são representadas por folhelhos escuros (Winter *et al.*, 2007). A parte inferior da Formação Ubatuba, Membro Tamoios, é composta por folhelhos turonianos a campanianos, truncados por uma discordância regional (Rangel *et al.*, 1994). Uma fase marinha regressiva ocorre a partir do Maastrichtiano, e nessa etapa que se instalou um sistema de leque costeiro – plataforma – talude – bacia que originou os sedimentos carbonáticos e terrígenos da Formação Emborê e a parte superior dos pelitos Ubatuba e turbiditos Carapebus (Rangel *et al.*, 1994) (Figura 7).

5.1.2 Formação Barreiras

A Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro distribui-se pelo litoral norte, de maneira bastante segmentada. Depósitos cenozoicos associados a esta unidade estratigráfica ocorrem de forma expressiva a norte do rio Paraíba do Sul, na região de Campos dos Goytacazes e de maneira mais restrita a sul do rio Paraíba do Sul até a Região dos Lagos (Breda, 2012).

Aflorando apenas na porção emersa da Bacia de Campos, a Formação Barreiras é mais bem caracterizada por Morais (2001) e Morais *et al.* (2006). Segundo estes autores, na região entre Quissamã e a divisa com o estado do Espírito Santo, a Formação Barreiras corresponde predominantemente a arenitos maciços ou com estratificação cruzada acanalada, intercalados a lamitos argilosos e arenosos, com pouca participação de camadas conglomeráticas. Tais depósitos foram interpretados como de ambiente fluvial entrelaçado distal, com pequena participação de fluxos gravitacionais.

Silva & Cunha (2001), no mapa geológico do estado do Rio de Janeiro, ilustram que a Formação Barreiras apresenta ocorrência dominante no litoral do estado, com expressão no limite oeste da planície costeira do Rio Paraíba do Sul, na região de Quissamã e mais restritamente próximo às cidades de Búzios e Macaé. A formação descrita ocorre na forma de tabuleiros e/ou falésias com até 50 metros de altura (Vilela, 2015) (Figura 7). Ferreira (1999) também registrou tais depósitos da região de

Quissamã, atribuindo limites ainda diferentes dos autores anteriormente citados (Figura 8).

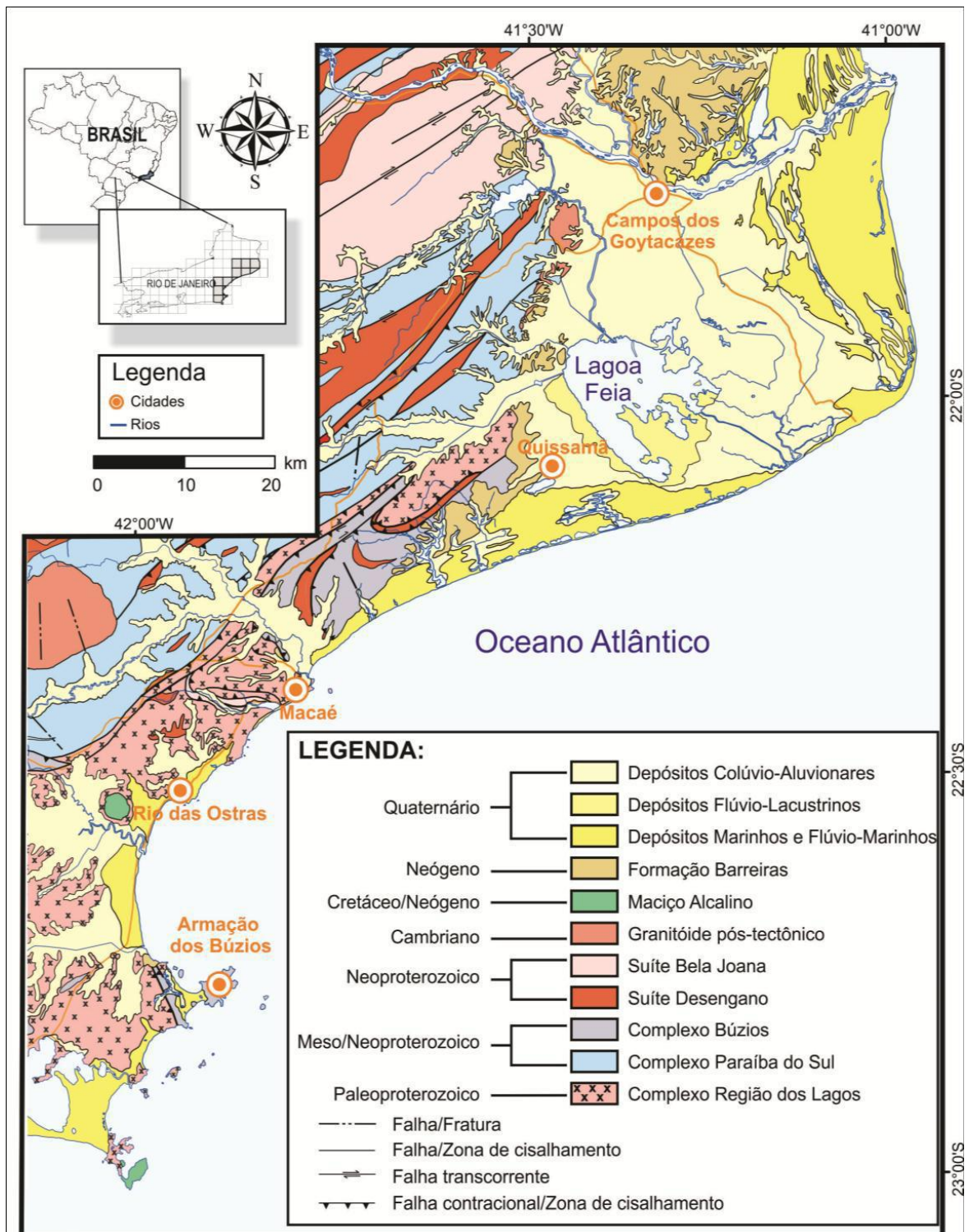


Figura 7: Mapa geológico da área de estudo (Silva & Cunha, 2001; Breda, 2012).

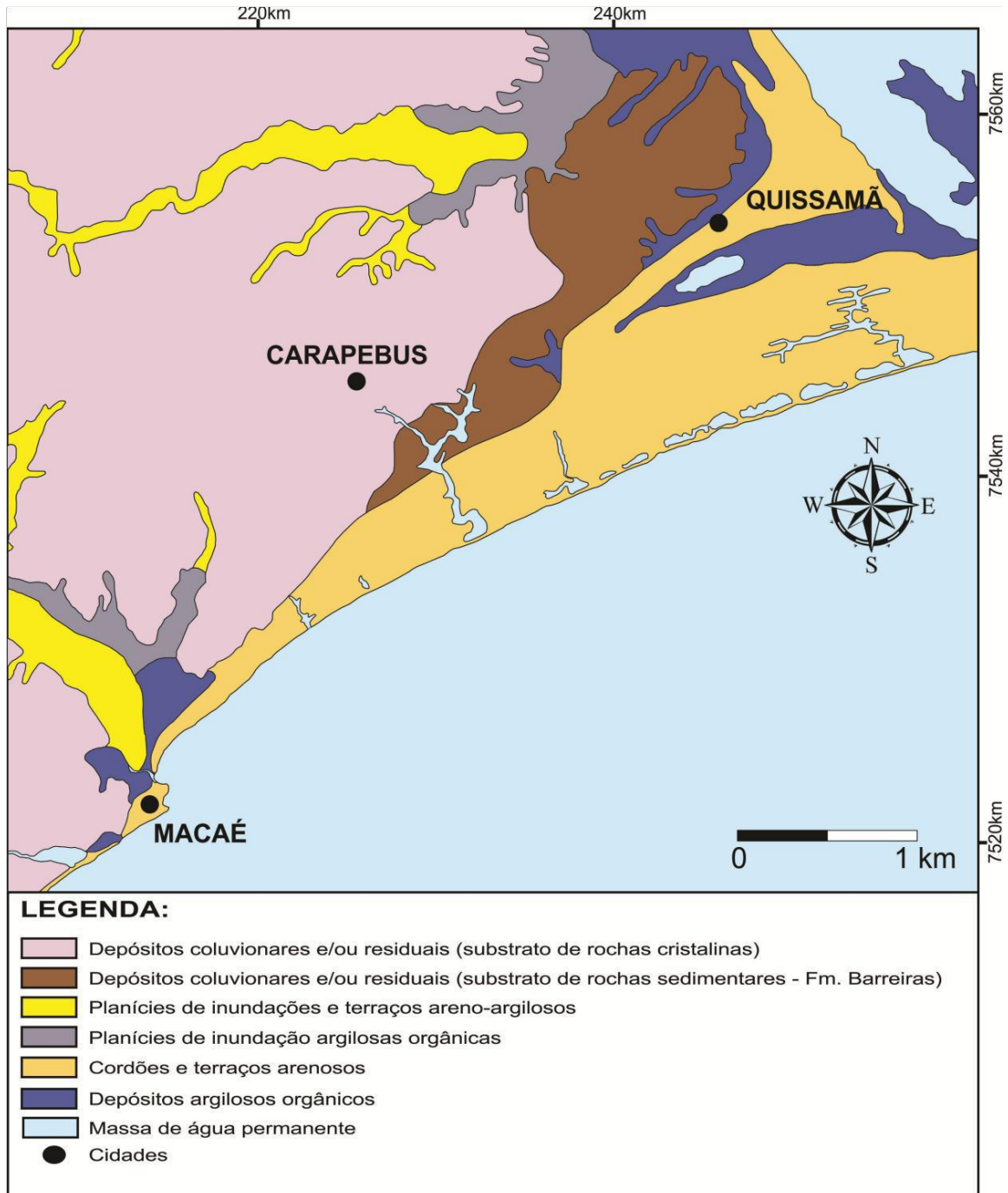


Figura 8: Mapa simplificado de coberturas inconsolidadas da folha Macaé (escala 1:250.000), segundo Ferreira (1999), modificado em Vilela (2015).

5.1.3 Sedimentação Quaternária

Martin *et al.* (1997) caracterizam a sedimentação quaternária na região costeira (Figura 9) do estado do Rio de Janeiro pela ocorrência de depósitos pleistocênicos e holocênicos, de origem continental e transicional/marinho, lagunar e depósitos aluviais e coluviais. Os depósitos aluviais e coluviais correspondem a sedimentos areno-

siltico-argilosos, bem desenvolvidos nos vales fluviais dos Rios Paraíba do Sul e Macabu (Martin *et al.*, 1997).

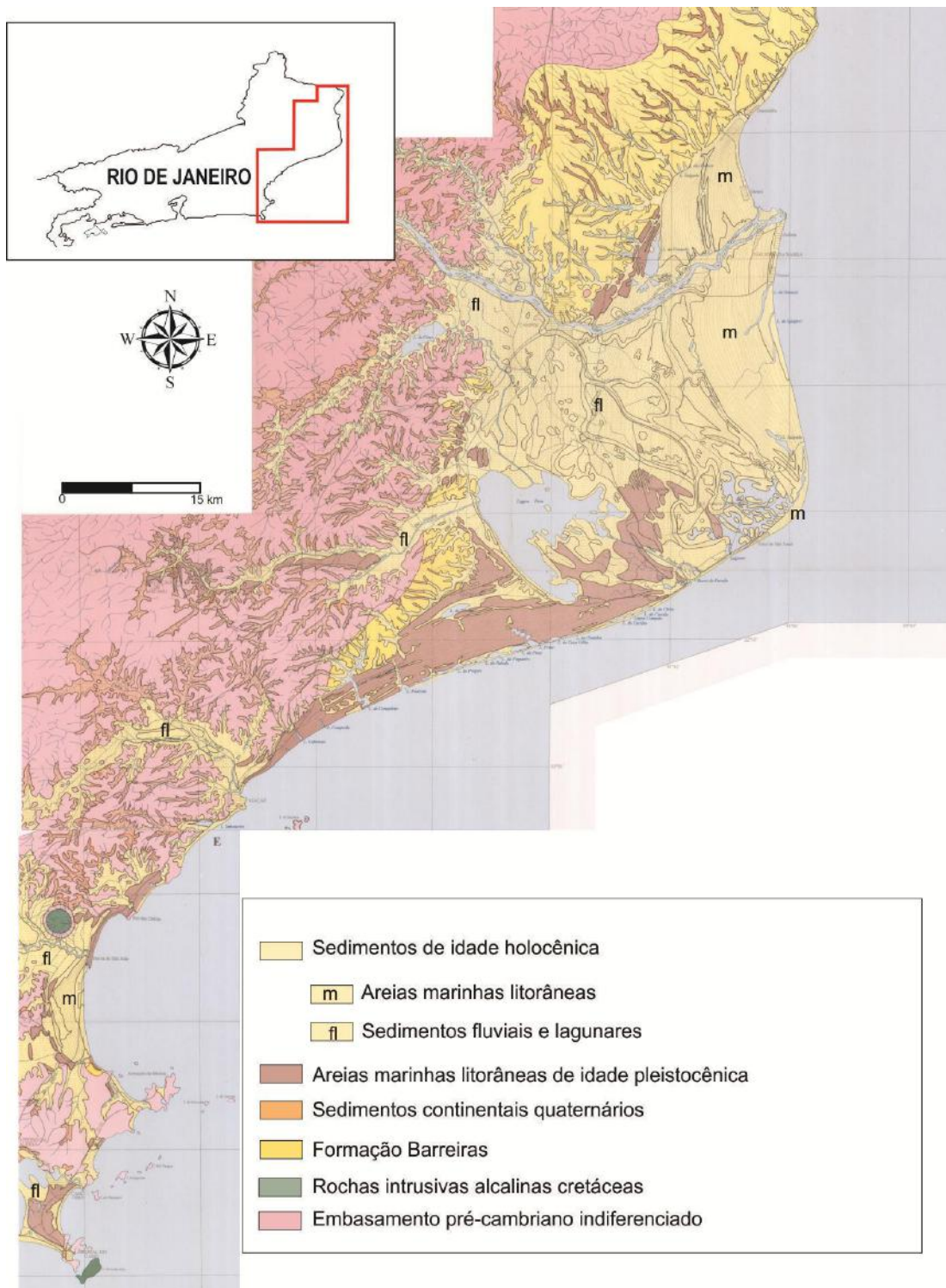


Figura 9: Mapa geológico do Quaternário costeiro da metade norte do estado do Rio de Janeiro (Martin *et al.*, 1997)

Constituídos por sedimentos arenosos brancos, os terraços marinhos pleistocênicos são acastanhados em profundidades devido à infiltração de matéria orgânica. Além disso, datando da penúltima transgressão marinha, que ocorreu há

aproximadamente 120 mil anos A.P., estes terraços apresentam estratificação de baixo ângulo e espinha-de-peixe. A evidência da origem marinha rasa desses sedimentos é dada pelos tubos fossilizados de artrópodes marinhos cuja zona de vida corresponde à zona de maré baixa (Martin *et al.*, 1997).

Por sua vez, os terraços marinhos holocênicos são formados por depósitos arenosos brancos, que podem, frequentemente, apresentar grandes quantidades de conchas e exibem um alinhamento de cristas praias. Apresenta uma configuração contínua ao longo do litoral, com sua extensão variando de algumas dezenas de metros a vários quilômetros na desembocadura do Rio Paraíba do Sul. Estão situados nas porções externa e em geral mais baixas do que os terraços pleistocênicos (Martin *et al.*, 1997).

Os depósitos lagunares holocênicos são compostos por sedimentos sílticos e/ou arenoargilosos, ricos em matéria orgânica, podendo conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares. Esses depósitos encontram-se nas zonas rebaixadas separando os terraços arenosos pleistocênicos e holocênicos ou nos cursos inferiores de grandes vales não preenchidos por sedimentos fluviais. A idade desse sistema lagunar foi atribuída ao estágio de submersão em 5100 anos A.P. (Martin *et al.*, 1997).

Os depósitos alúvio-coluvionares são atribuídos aos sedimentos arenosos e arenoargilosos (Martin *et al.*, 1997) bem desenvolvidos nos vales fluviais dos rios Paraíba do Sul e Macabu (Breda, 2012).

5.2 Gênese e evolução do Complexo Deltaico do Paraíba do Sul (CDPS)

Os ambientes costeiros são extremamente dinâmicos, onde convergem processos terrestres, oceânicos e atmosféricos que alteram as características fisiográficas e sedimentológicas dessas regiões. Na busca constante por equilíbrio, a linha de costa se ajusta conforme as amplitudes de maré, as energias das ondas, o suprimento de sedimentos, as intervenções antrópicas e as flutuações do nível relativo do mar (Machado, 2007).

Primeiramente proposto por Lamego (1955), a evolução da área deltaica admitia diferentes fases de propagação do delta. A primeira fase, com seu início no Holoceno, teria sido caracterizada por um delta do tipo “Mississipi”, com diversos canais distributários próximo ao Cabo de São Tomé. Mais tarde, esta hipótese foi

descartada devido a forçante de ondas ser mais preponderante que a forçante de marés (Rocha, 2013).

Um dos fatores decisivos para a configuração morfológica atual da linha de costa, segundo Suguio (1985), são as flutuações do nível relativo do mar que, associadas às mudanças climáticas, construíram um dos principais elementos responsáveis pela sedimentação costeira durante o Holoceno.

Partindo da proposta de Dominguez *et al.* (1981), um modelo específico para a evolução do Complexo Deltaico do Paraíba do Sul (CDPS) foi proposto por Silva (1987), considerando as variações do nível do mar e as possíveis modificações do curso do rio Paraíba do Sul, conforme é descrito abaixo. Entretanto, o modelo evolutivo apresentado por Dominguez *et al.* (1981), que havia sido instituído apenas para o estado da Bahia, segundo Suguio *et al.* (2005), permanece válido, no mínimo, para o trecho do litoral brasileiro entre Macaé (RJ) e Recife (PE), podendo ser estendido até o Rio Grande do Norte. De acordo com Martin *et al.* (1997), a característica principal do modelo é a presença de “tabuleiros” terciários da Formação Barreiras entre as planícies quaternárias e as serras pré-cambrianas dos maciços cristalinos.

Os estágios evolutivos classificados por Dominguez *et al.* (1981) em Souza (2005) (Figura 10), de um modo geral, consistem em:

- A. Deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras.
- B. Máximo da Transgressão Antiga.
- C. Caracterizado pela linha de falésias mortas esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras, o paleoclima adquiriu características áridas, resultando no recuo da linha de costa e, conseqüentemente, na sedimentação de novos leques aluviais no sopé das escarpas da Formação Barreiras.
- D. Há cerca de 120 mil anos A.P., o paleonível do mar situava-se de 6 a 10 metros acima do atual, os sedimentos continentais foram parcialmente erodidos e os cursos fluviais afogados e transformados em estuários e lagunas.
- E. Uma nova regressão formou terraços arenosos cobertos por cristas praias, originando extensas planícies costeiras.
- F. O máximo da Última Transgressão ocorreu entre 6,5 e 7 mil anos A.P. onde o paleonível relativo do mar atingiu o atual e, a seguir, passou por um máximo situado 4 a 5 metros acima do atual há cerca de 5,5 mil anos A.P., resultando na erosão dos

terraços pleistocênicos e na formação de sistemas de ilhas barreiras/lagunas, principalmente nas desembocaduras do Rio Paraíba do Sul.

G. O estágio de construção de deltas intergranulares ocorreu quando os rios desembocavam nas lagunas formadas no estágio anterior, despejando os sedimentos nesses sistemas.

H. Após cerca de 5,5 mil anos A.P., o paleonível relativo do mar sofreu recuo progressivo até a posição atual. Terraços marinhos holocênicos foram formados, causando uma gradual transformação de lagunas em lagos, seguidos por pântanos e, só então, os rios passaram a fluir diretamente no oceano.

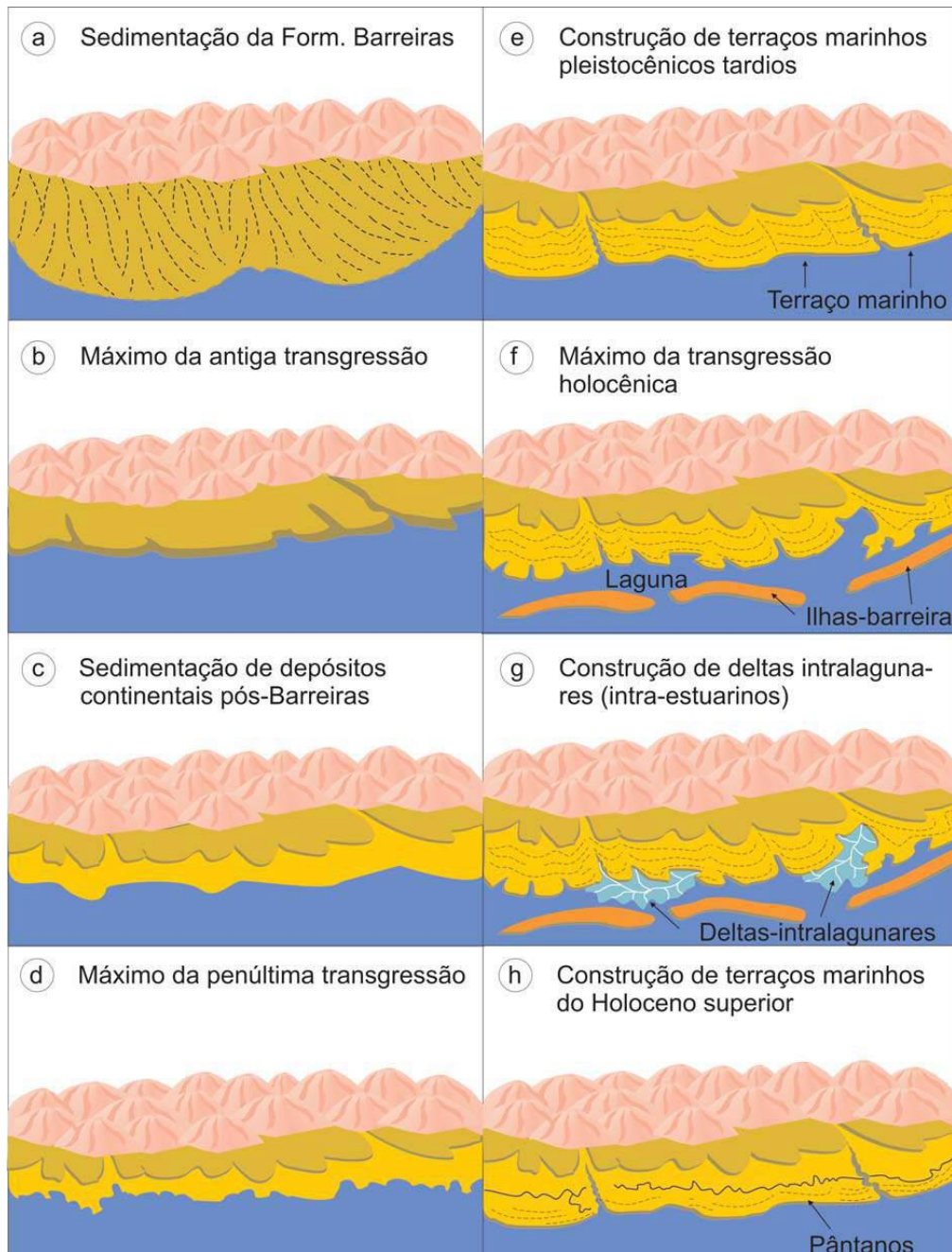


Figura 10: Modelo geral de evolução geológica das planícies costeiras das porções leste e nordeste do litoral brasileiro durante o Quaternário, válido para o trecho entre o norte do Rio de Janeiro e o Rio Grande do Norte (Fonte: Martin *et al.*, 1996, modificado in Souza, 2005).

Segundo Silva (1987), em Rocha (2013), o modelo de evolução do CDPS, a partir do modelo de Dominguez *et al.* (1981) para os estágios evolutivos (Figura 11), de um modo geral, consistem em:

1. Após a deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras, oscilações climáticas esculpem os tabuleiros e soterram a plataforma continental
2. Formação de um sistema de cristas de praia devido ao rebaixamento do nível do mar, composto de sedimentos originários da plataforma continental. Formam-

se cristas de praia ao norte de Quissamã com orientação NW-SE, correspondendo a fase de regressão mais antiga (Martin *et al.*, 1984), com idade superior a 120.000 anos A.P.

3. Inundação de parte das cristas de praia devido a transgressão marinha, que também desenvolveu cordões litorâneos e ilhas-barreiras que truncaram as cristas de praia do primeiro sistema. Esta fase transgressiva corresponde à transgressão Cananéia, cujo máximo foi a 120.000 anos A.P.

4. A partir da posição desta ilha barreira iniciou-se a deposição do segundo sistema de cristas de praia durante novo evento regressivo entre 120.000 anos A.P. e 15.000 anos A.P. Ainda nesta época, o rio Paraíba do Sul desaguava próximo à cidade de São Tomé.

Conforme Rocha (2013), a provável fonte sedimentar para a formação da planície é a própria plataforma continental, uma vez que a deriva litorânea Macaé para o Cabo de São Tomé. Ainda assim, não se pode desconsiderar a existência pretérita de uma deriva no sentido contrário, tendo em vista a paleogeografia do litoral. O nível do mar teria atingido a borda da plataforma continental, permitindo o desenvolvimento de sedimentação fluvial formando a feição progradante observada na batimetria ao largo de Barra do Furado e Macaé e dando condições para o esculpimento dos cânions observados no talude, possivelmente a partir de um braço do rio Paraíba do Sul.

5. Há cerca de 5500 ano A.P., última transgressão holocênica, com o pico atingindo cerca de 4 metros acima do nível do mar atual, afogando a planície costeira novamente e dando origem uma paleolaguna, que condicionou a Lagoa Feia. Formou-se também o cordão litorâneo em algum ponto da plataforma que migrou em direção ao continente, até atingir a posição atual. Possivelmente, a escarpa existente na plataforma entre 55 e 75 m de profundidade, corresponda a posição da paleolinha de costa há 11.000 anos A.P.

6. Após o máximo transgressivo holocênico, sob condições regressivas do nível do mar, o sistema de cristas de praia do atual delta do rio Paraíba do Sul.

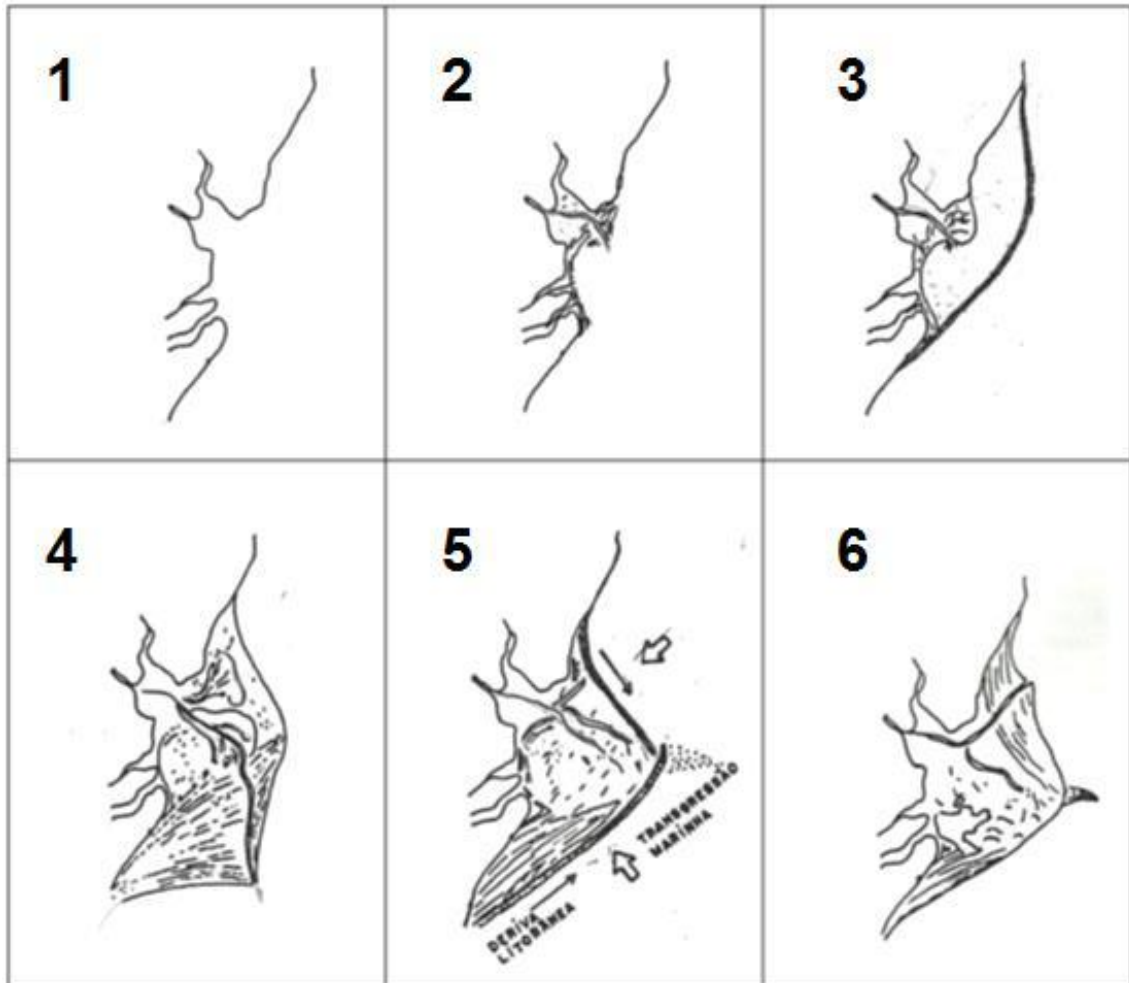


Figura 11: Modelo de evolução do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (Silva,1987).

Também a partir do modelo mais generalizado proposto por Dominguez *et al.* (1981), Martin *et al.*(1997) propuseram um modelo mais específico para a evolução holocênica da respectiva planície, que se caracterizaria pela alternância de fases construtivas e destrutivas (Figura 12). Este trabalho contou com diversas datações estabelecidas por Carbono 14:

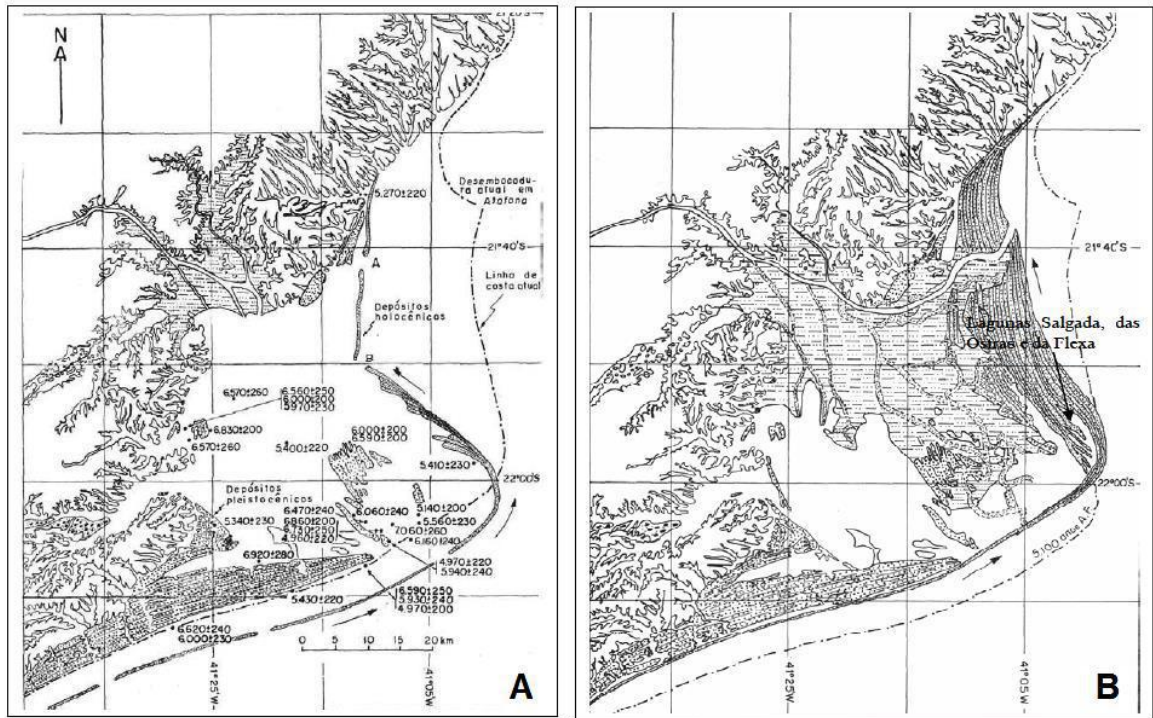


Figura 12: (a) Planície costeira do rio Paraíba do Sul há 5.100 anos A.P. (Martin *et al.*, 1997). (b) Lagunas isoladas entre 3.600 e 2.800 anos A.P. (Martin *et al.*, 1997).

(A) Entre 7000 anos e 5100 A.P., instalam-se na planície costeira do rio Paraíba do Sul sistemas barreira-lagunas. No momento do máximo transgressivo essas feições formavam uma grande reentrância ao norte do Cabo de São Tomé, com formação de delta intralagunar (Figura 12a).

(B) O período entre 5100 e 4200 anos A.P. foi caracterizado pela saída de um distributário do rio Paraíba do Sul ao oceano e deslocamento da desembocadura do rio Paraíba do Sul para o norte. Fases construtivas e erosivas alternadas geraram significativos truncamentos nos alinhamentos das cristas de praia.

(C) Entre 3600 e 2800 anos A.P., teria ocorrido a formação de lagunas a norte da região do Cabo de São Tomé, devido, provavelmente, ao deslocamento das ilhas-barreiras associado a oscilações secundárias do nível do mar (Figura 12b).

(D) Entre 2800 ao atual, os contornos do litoral se configuram por uma progradação de cristas de praia no delta atual, apesar das fases de erosão. Enquanto que ao sul do Cabo de São Tomé, o litoral permanece retrogradando com sistema barreira-laguna.

5.3 Morfologia costeira e geologia local

A costa do estado do Rio de Janeiro é caracterizada, em geral, por dois alinhamentos distintos, sendo o município de Cabo Frio o vértice destes segmentos. A norte, chamado por Muehe & Valentini (1998) de Litoral Oriental, o macro-compartimento Bacia de Campos, em cuja linha de costa tende a seguir uma orientação norte-nordeste/sul-sudoeste. Essa porção do litoral do Rio de Janeiro constitui uma larga planície costeira do rio Paraíba do Sul que, em formato de delta, avançou em direção ao oceano deslocando a desembocadura original do rio para uma posição mais ao norte do estado.

Considerando a morfologia do litoral, bem como as áreas de influência costeira das principais bacias hidrográficas, Muehe & Valentini (1998) classificou o litoral do Rio de Janeiro em nove compartimentos, estando a área de estudo inserida no Macro-compartimento Bacia de Campos (Litoral Oriental) no Compartimento Planície Costeira do rio Paraíba do Sul, geograficamente localizada entre a foz do rio Paraíba do Sul e a foz do Rio Macaé.

Associada ao compartimento Planície Costeira do rio Paraíba do Sul, a Restinga de Jurubatiba, segundo Caliman *et al.* (2010), está inserida na planície do paleodelta do rio Paraíba do Sul, englobando a porção emersa da Bacia de Campos. A geologia da área de estudo está ilustrada no mapa elaborado por Dominguez *et al.* (1981), que vai desde Macaé até aproximadamente onde se inicia a Lagoa Feia (Figura 13).

Dias (1981) define este complexo como um conjunto de ambientes sedimentares relacionados às diversas fases de deltação do rio Paraíba do Sul, podendo ser dividido em dois eixos principais. O primeiro, ao sul do cabo de São Tomé, engloba a Lagoa Feia e os sistemas de cristas de praia no litoral de Carapebus e Quissamã; e o segundo, ao norte do mesmo cabo, envolve o delta atual do rio Paraíba do Sul, conforme mostra a Figura 14.

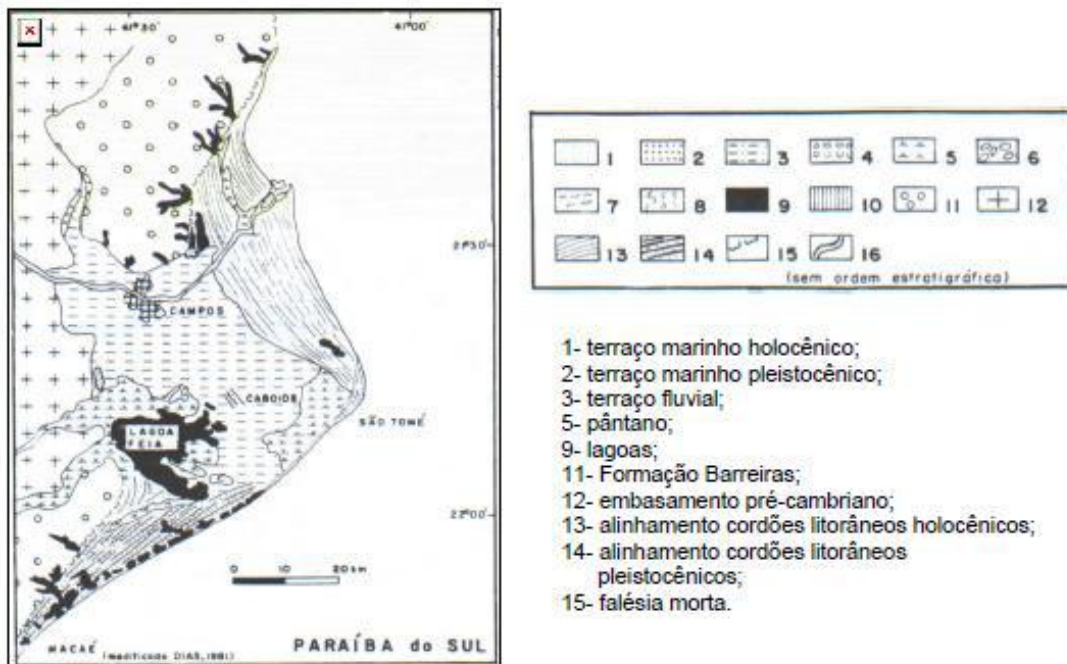


Figura 13: Mapa geológico da feição deltaica do Paraíba do Sul (Dominguez *et al.*, 1981).

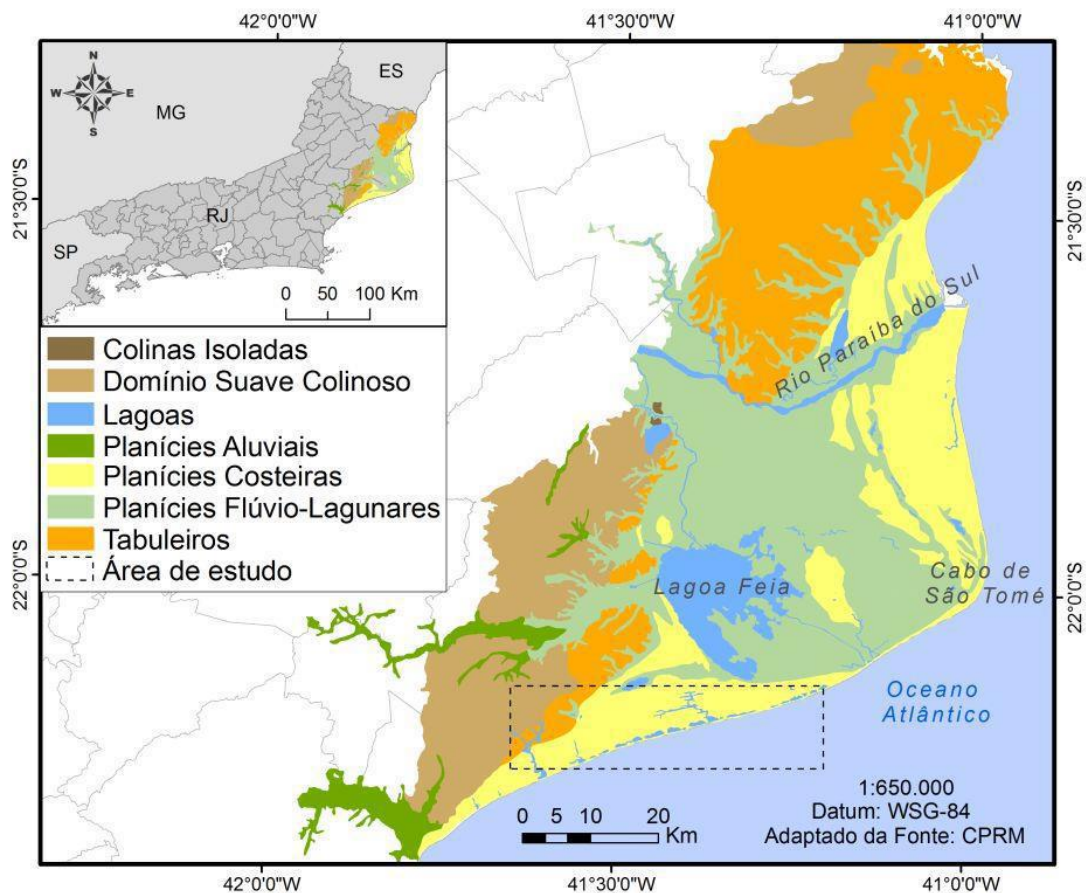


Figura 14: Províncias geomorfológicas do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, com destaque para área de estudo (Adaptação da fonte: CPRM) em Rocha, 2013.

De acordo com Martin *et al.* (1993), a planície quaternária do Norte Fluminense corresponde ao conjunto formado a partir do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul que, com o acúmulo significativo de sedimentos transportados e seu retrabalhamento, resultou em uma complexidade de feições. A região é formada por terraços marinhos arenosos, sedimentos lagunares e fluviais e, no seu setor sul, entre Macaé e Lagoa Feia, englobando a restinga do PARNA da Restinga de Jurubatiba, caracterizada por cristas arenosas paralelas à linha de costa com uma série de paleocanais e áreas alagadiças estendendo-se por uma ampla área de terraços fluviais e zonas pantanosas (Dominguez *et al.* 1981, Muehe & Valentini 1998, Martin *et al.* 1984), precedendo um conjunto de pequenas lagunas (Figura 15).

As planícies fluviolacustres, identificadas como superfícies relativamente mais baixas que a planície pleistocênica, têm sua origem vinculada às antigas desembocaduras fluviais que, após o rebaixamento do nível do mar para o atual, formaram a linha de praia bloqueando estes canais e dando origem as lagoas. Dessa forma, com o aprisionamento da água, formaram-se as lagoas paralelas a linha de praia. Já os cordões litorâneos são áreas mais baixas que em alguns locais ligam uma lagoa a outra, seja naturalmente ou devido à interferência antrópica. Neste último caso, a intensa atividade canavieira que predominou na área nos séculos XIX e XX, modificou as formações superficiais (Folharini *et al.*, 2014). O relevo é suave a médio, com menor tendência a erosões fluviais. Todavia ocorre facilidade de erosão eólica em áreas desprovidas de cobertura vegetal, tendo em vista que o tipo de solo é arenoso. Sem cobertura vegetal e com pouco teor de matéria orgânica o solo tem facilidade em se desagregar, ser removido e depositado em outros locais (CPRM, 2001).

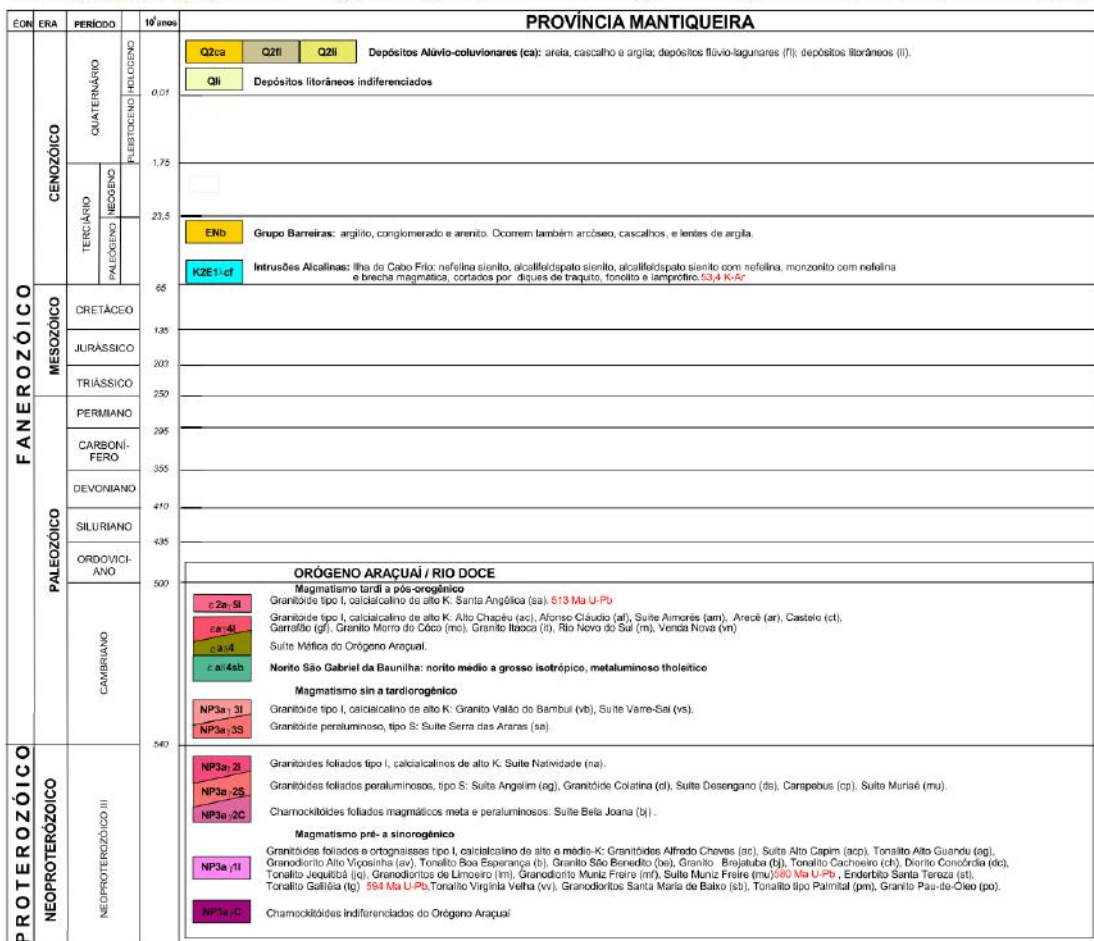
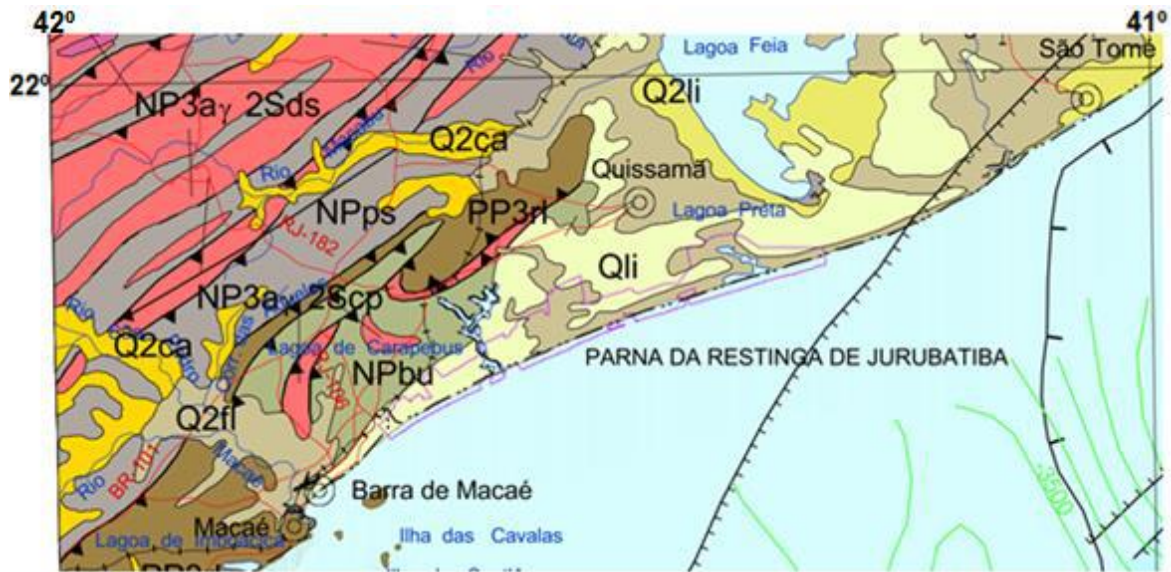


Figura 15: Mapa geológico da região do PARNA Restinga de Jurubatiba retirado da folha vitória SF 24 (Silva, 2004).

Os compartimentos identificados na área da formação Barreiras são as colinas altas e baixas; definidas pela altitude. Além disso, as colinas baixas são constituídas de material mais friável, conseqüentemente sendo mais erodidas e com vales mais abertos. Nas colinas altas os vales são mais encaixados e há maior presença de

topos, responsáveis por fornecer sedimentos para as partes mais baixas da área (Folharini *et al.*, 2014).

Dantas *et al.* (2005) classificou, no Diagnóstico Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro, a região do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba como Domínio Geoambiental I – Faixa Litorânea, subdivida no domínio Região dos Lagos/Litoral Leste Fluminense. Esse domínio consiste em uma sequência de planícies costeiras que se estendem de Maricá até o Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba. Sendo definido como um conjunto de ambientes sedimentares cuja evolução geológica esteve associada às oscilações do nível do mar, ambiente tectônico estável e contribuição de aporte sedimentar fluvial significativo (Rocha, 2013).

Trata-se de extensos cordões litorâneos constituídos por sedimentos quaternários, arenosos, de origem marinha, intercalados por depressões intercordões e recobertos por vegetação de restinga, relacionado às diversas fases de deltação do rio Paraíba do Sul. Dantas *et al.* (2005) cita que a região do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba apresenta terreno permeável e de baixa fertilidade natural, nível freático elevado sujeito à contaminação. A água subterrânea é armazenada em aquíferos do tipo livre, rasos, com potencial restrito e águas frequentemente salinizadas.

Essa planície possui as bordas retrabalhadas por lagoas costeiras que tem migrado em direção ao continente e são truncadas pela estreita barreira holocênica (Fernandez & Rocha, 2015). Neste caso, este complexo morfológico pode ser denominado de sistema barreira-laguna, que tem sido associado ao máximo eustático holocênico de 6000 à 5000 anos A.P. (Rocha, 2013).

Neste litoral, as lagoas são separadas entre si por esporões e possuem o formato truncado pela barreira frontal, indicando forte evidência de retrogradação. O monitoramento de perfis transversais à linha de costa tem indicado um recuo da escarpa erosiva em torno de 1m/ano a partir do mapeamento da linha de costa em fotografias aéreas (Fernandez & Rocha, 2015).

Como este litoral está submetido a condições de elevada energia de ondas e frequentes eventos de ressaca (Machado, 2007), a retrogradação ocorre a partir dos efeitos de transposição das ondas, que chegam a reafeiçoar o reverso do barreira. (Figura 16) Este é considerado um dos principais mecanismos de retrogradação de barreiras costeiras, podendo resultar no afloramento de sedimentos lagunares na face de praia (Fernandez & Rocha, 2015).

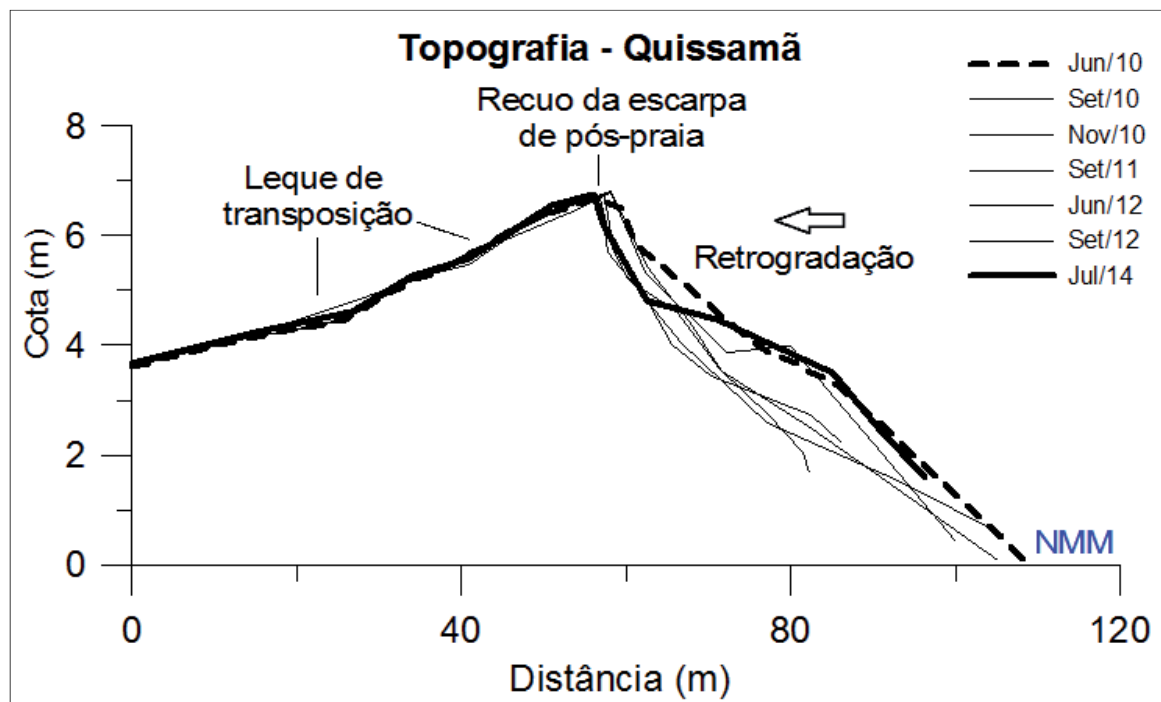


Figura 16: Monitoramento da linha de costa e morfodinâmica de praia a partir de perfis topográficos em Quissamã. Notar o recuo da escarpa de pós-praia da barreira costeira (Fernandez & Rocha, 2015).

O estágio da morfodinâmica de praia é o refletivo, apresentando declividade alta na face de praia, berma elevada, praia composta de areia grossa à muito grossa, sem zona de surfe e submetido à grande energia de ondas (Rocha, 2013). Segundo Calliari *et al.* (2003), nesta região, as ondas arrebentam de forma mergulhante e se espriam na face de praia com grande velocidade (300 cm/s) e por distâncias que variam entre 10 e 20 m, facilitando a erosão subaérea da praia (Fernandez & Rocha, 2015).

A partir da linha de GPR da região, ilustrado na Figura 17, é possível observar a arquitetura sedimentar interna (Figura 18), que revela refletores arenosos associados aos leques de transposição (f3), crescimento de esporão lagunar (f4) e depósito lagunar (f5). A radarfácies f3 apresenta geometria inclinada e mergulho em direção ao continente (Figura 18). A radarfácies f4 é composta por refletores de média continuidade, elevada inclinação, onde a direção do mergulho aparece em direção ao mar e em direção ao continente. Estes refletores são característicos da migração de um esporão lagunar que se forma a partir do retrabalhamento da planície pleistocênica, presente na borda interna da laguna e outro esporão que se forma pelo retrabalhamento dos leques de transposição, que estão no reverso da barreira transgressiva. Esta configuração resulta nas direções distintas do mergulho da

radarfácies, isto é, em direção ao mar e ao continente respectivamente (Fernandez & Rocha, 2015).

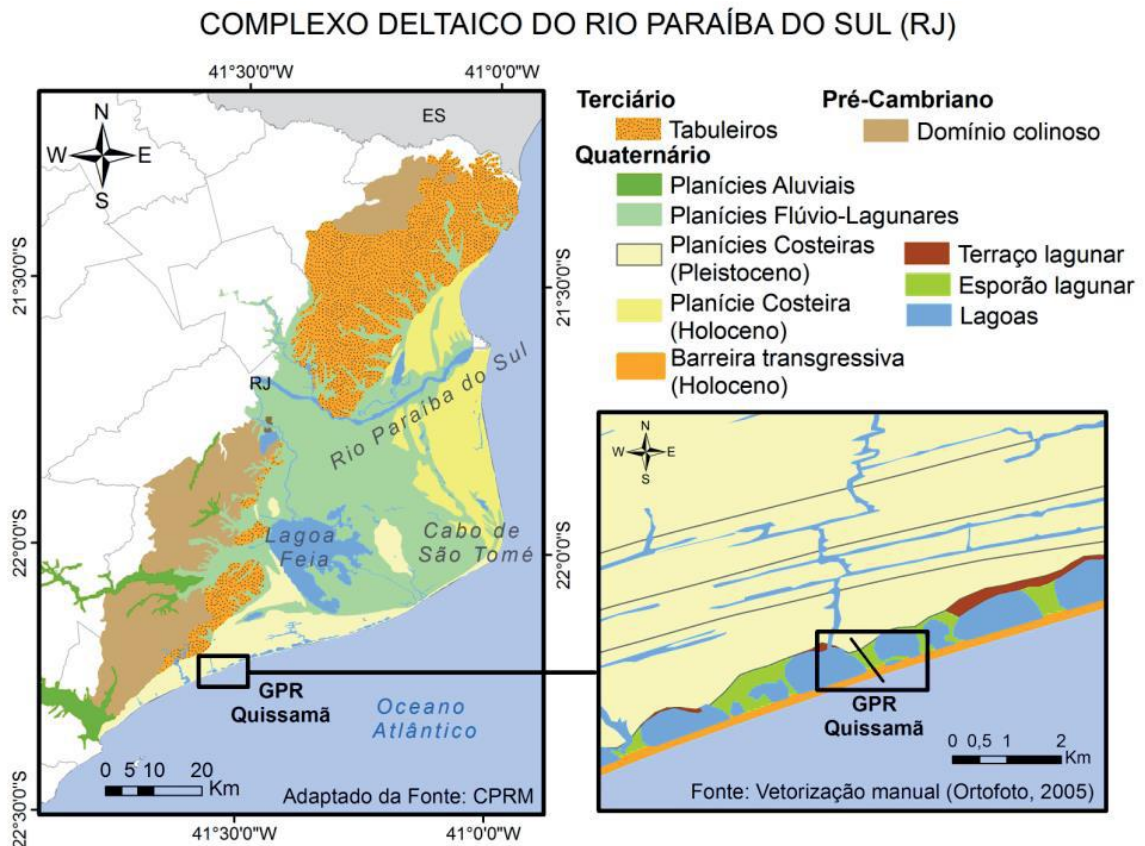


Figura 17: Mapeamento geomorfológico do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. Destaque para o mapeamento de detalhe em Quissamã. (Fernandez & Rocha, 2015).

Enquanto os esporões não se conectam e segmentam a lagoa, forma-se um canal entre eles. Na seção GPR, há uma série de superfícies erosivas de paleocanais no centro do esporão. Estes são formados pela deposição basal do encontro dos esporões (f4) que migram em direção ao outro. Alterações no volume d'água da lagoa e/ou retrabalhamento do esporão por correntes internas podem criar uma sucessão de eventos erosivos e deposicionais, limitadas por essas superfícies erosivas (Fernandez & Rocha, 2015).

O canal desenvolvido a partir da progradação das radarfácies f4 tende a ser preenchido pelos leques de transposição representados pela unidade f3 e também pela radarfície f5 (Figura 18). Esta apresenta reflexão bastante atenuada, sendo interpretada como depósito lagunar. A base do registro também foi interpretada pela radarfície f5, o que é corroborado pelo afloramento desses depósitos no ambiente praiial (Fernandez & Rocha, 2015).

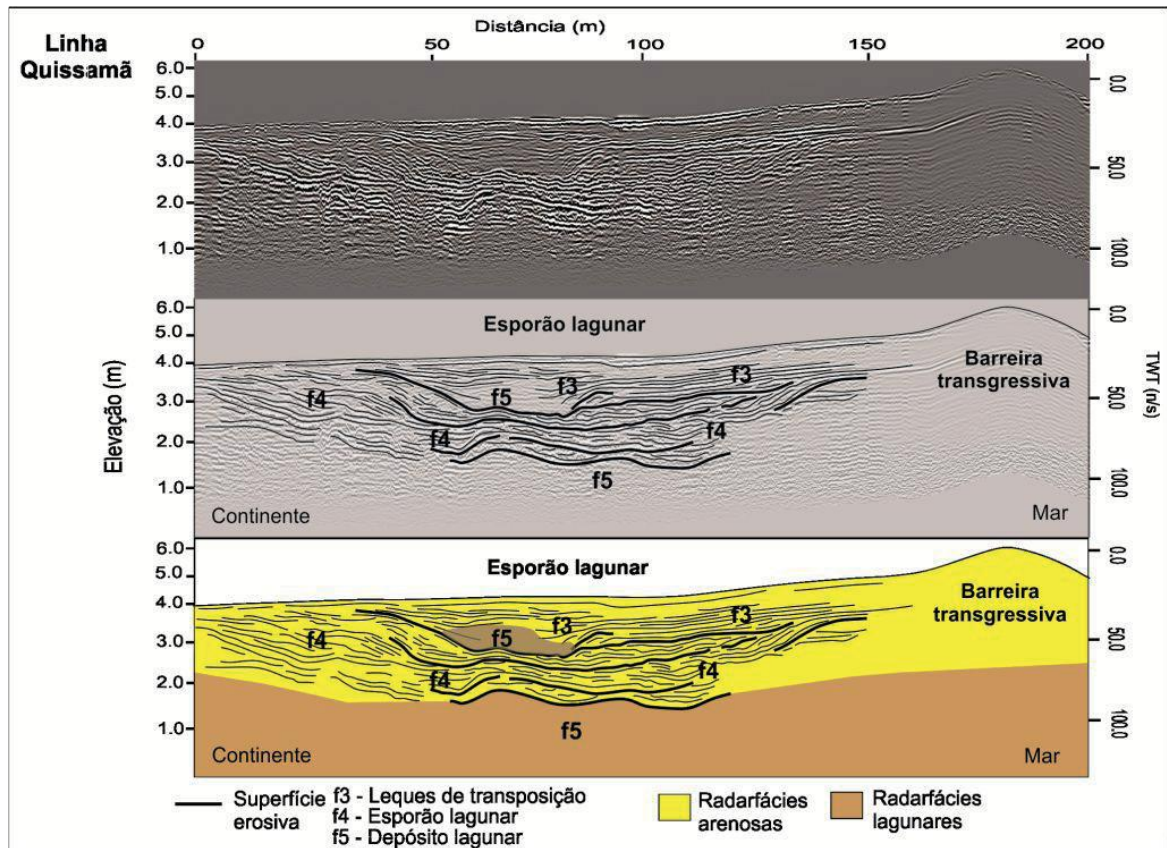


Figura 18: Seção GPR em Quissamã e as radarfácies interpretadas. Destaca-se que as radarfácies f4 apresentam condições de convergência de transporte sedimentar indicado pela direção dos refletores, além da superposição de refletores associados a transposição (Fernandez & Rocha, 2015).

De acordo com Rocha (2014), apesar das barreiras regressivas de Quissamã serem representativas da progradação da linha de costa num período do Pleistoceno, associado à diminuição do nível médio do mar e aporte sedimentar, os truncamentos nos alinhamentos das cristas obtidos no mapeamento geomorfológico representam interrupções na progradação da planície, seguido de uma fase ou evento erosivo. No registro em subsuperfície, isto é corroborado pela identificação da radarfície f3 e das superfícies erosivas. No caso do delta atual, os truncamentos das cristas também ocorrem de forma muito evidente próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul. Desta forma, espera-se que a planície de Quissamã tenha sido submetida a uma dinâmica costeira semelhante à planície do delta atual, considerando os registros relativos à progradação e as fases de erosão discutidas.

6. CONTEXTOS HIDROGEOLÓGICO, CLIMÁTICO E OCEANOGRÁFICO

6.1 Hidrogeologia

A geologia do estado do Rio de Janeiro (Figura 19) é bem diversificada, e controla a dinâmica dos reservatórios subterrâneos de água. O estado apresenta dois domínios geológicos principais, sendo eles o das rochas cristalinas e o das bacias e sedimentos litorâneos. Seus aquíferos são predominantemente compostos por rochas cristalinas, onde a água ocupa as fraturas e falhas nas rochas do maciço cristalino, caracterizando-os como aquíferos fissurais. Este tipo de aquífero se estende por todo o Estado, perfazendo cerca de 80% do território fluminense. Os aquíferos sedimentares, caracterizados por aquíferos porosos, se distribuem em depósitos aluvionares e rochas sedimentares das Bacias (Campos no norte fluminense, além de Macacu e Resende) e cobrem apenas cerca de 20% do estado.

O comportamento hidrogeológico de um determinado sistema aquífero depende, principalmente, das características geológicas das rochas e fatores climáticos atuantes (Almeida, 2009). Com base na afirmação de Almeida (2009), o domínio hidrogeológico da área de estudo é formado por um sistema de aquífero sedimentar, do tipo granular, que compreende depósitos aluvionares costeiros heterogêneos.

Segundo a classificação da Diretoria de Hidrogeologia e Gestão Territorial do Serviço Geológico do CPRM define que a região do PARNA Jurubatiba consiste, geomorfologicamente, em Cordões, Restingas e Terraços Litorâneos, caracterizando o sistema aquífero sedimentar local.

Os sedimentos aluvionares que ocorrem nas proximidades das lagunas são compostos, predominantemente, por areias quartzosas e, subordinadamente, siltosas e argilosas decorrentes da formação da baixada litorânea durante os últimos movimentos de transgressão e regressão no Holoceno. Almeida (2009) descreve que esse sistema de baixada litorânea é formado por variações laterais, paralelas à linha de costa, de altos arenosos com vegetação rasteira, típica de restinga e baixadas alagadiças arenoargilosas que compõem os sistemas de lagunas da região.

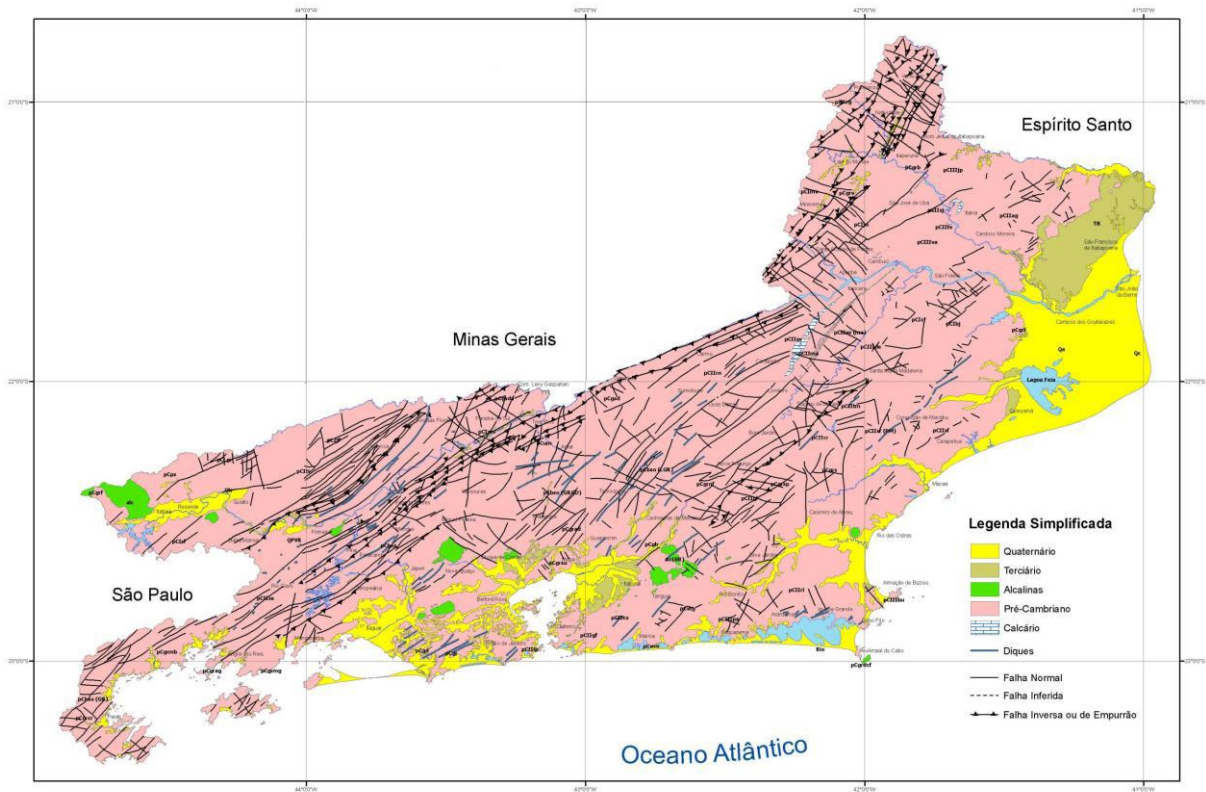


Figura 19: Domínios hidrogeológicos do estado do Rio de Janeiro (Martins *et al*, 2006).

6.1.1 Favorabilidade hídrica

Barreto *et al.* produziram, em parcerias com DRM-RJ, IGEO-UFRJ, DG-UFRRJ, FGEL-UERJ e RESUB, o Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica do Estado do Rio de Janeiro, de escala 1:400.000 (Figura 20 e Tabela 1), do Projeto Rio de Janeiro (CPRM, 2001). O trabalho teve por base um cadastro de 1800 poços georeferenciados.

A favorabilidade hidrogeológica se compõe de cordões de restinga e terraços litorâneos: Areias com matriz sílica a argilosa, granulométrica fina e grossa característica de aquíferos livres, rasos e normalmente salinizados, de aproveitamento restrito. Possuem normalmente menor expressão, mas nem por isto são menos importantes que os ligados às bacias sedimentares de maior pujança. Alguns destes aquíferos podem atingir produtividades substanciais, sendo fundamentais para as localidades onde se encontram. (CPRM, 2001).

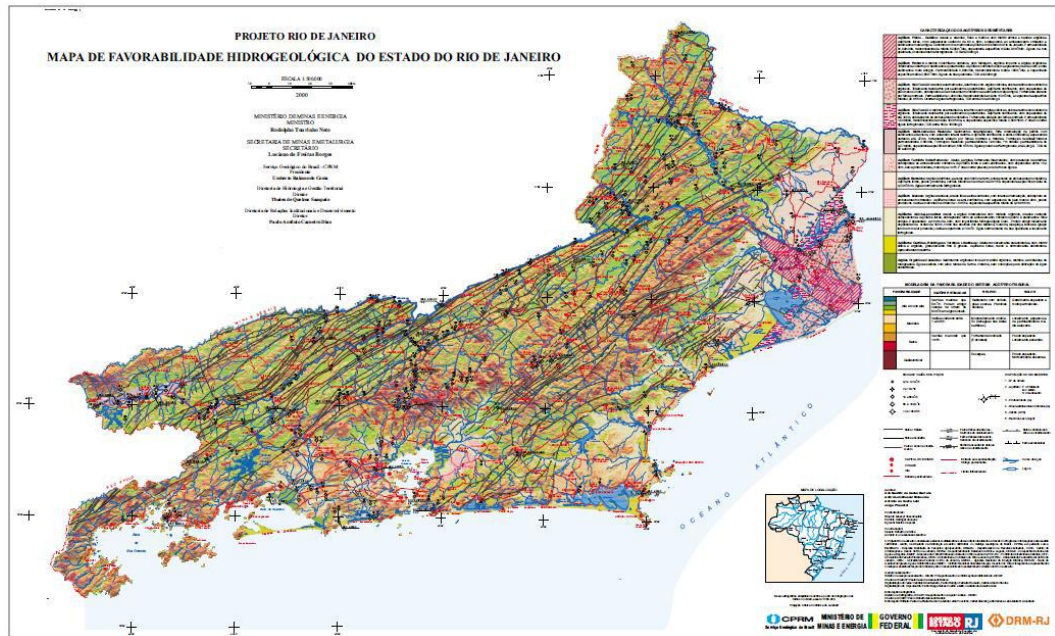


Figura 20: Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica da porção Norte Fluminense do estado do Rio de Janeiro, com perfil (CPRM, 2001).

Tabela 1: Tabela de cores referente à favorabilidade hidrogeológica da Figura 20 (CPRM, 2001).

MODELAGEM DA FAVORABILIDADE DO SISTEMA AQUÍFERO FISSURAL

FAVORABILIDADE	VAZÕES ESTIMADAS	RELEVO	SOLOS
Alta a muito alta	Vazões maiores que $5\text{m}^3/\text{h}$. Podem atingir valores da ordem de $60\text{m}^3/\text{h}$ em alguns locais.	Rebaixado com ondulações suaves. Planícies aluviais.	Geralmente espessos e muito permeáveis.
Mediana	Vazões variando entre 1 e $5\text{m}^3/\text{h}$.	Moderadamente ondulado (talvegues nas áreas serranas).	Localmente espessos e de permeabilidade média a elevada.
Baixa	Vazões menores que $1\text{m}^3/\text{h}$.	Fortemente ondulado (Encostas).	Pouco espessos. Localmente ausentes.
Desfavorável		Escarpas.	Pouco espessos. Normalmente ausentes.

6.1.2 Água Subterrânea na Baixada Campista

Em uma releitura da hidrogeologia da Bacia de Campos, Capucci (2003) propôs outra subdivisão regional (Figura 21) baseada na geotectônica, litologia de amostras de perfuração de poços e qualidade das águas. Para essa subdivisão Capucci (2003) reconheceu dois altos estruturais na região, o de São Francisco do Itabapoana e o de Quissamã, e o bloco rebaixado de Campos e São João da Barra. A partir dessas características ele reconheceu o Aquífero Barreiras Primitivo (cobrindo os dois altos

estruturais) e os Aquíferos Barreiras Recente, Emborê e Aluviões de Campos (cobrindo o bloco rebaixado).



Figura 21: Subdivisão dos aquíferos sedimentares da Bacia de Campos dos Goytacazes (Capucci, 2003).

6.1.3 Sistemas Aquíferos Sedimentares

Segundo o Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica elaborado no Projeto Rio de Janeiro (CPRM, 2001), na área de estudo encontram-se os seguintes sistemas aquíferos:

a) Aquífero Fluviodeltaico: Localiza-se na margem direita do Rio Paraíba do Sul, a SW da cidade de Campos, ocorrendo em uma área de aproximadamente 304 km². É constituído por sedimentos quaternários, aflorantes, compostos por areias e arenitos, finos a médios com matriz siltosa e bandas argilosas. Trata-se de um aquífero livre, com espessuras variando de 60 a 90 m, sobreposto ao embasamento cristalino e sedimentos mais antigos. O INEA, junto com o CPRM, através do Mapa de Favorabilidade Hídrica do estado do Rio de Janeiro (2014) calculam a permeabilidade média em 91,00 m/dia, a transmissividade média de 8,200 m²/dia e a capacidade específica média de 90 m³/h/m, levando em conta dados de quatro poços. As águas são de boa qualidade, ocasionalmente ferruginosas Os valores de STD

normalmente não ultrapassam 300 mg/L, mas existem poços em Goytacazes que atingiram 1.112 mg/L.

b) Aquíferos Alúviolacustres: Nesta unidade foram agrupados vários aquíferos. Existem muito poucas informações sobre estes sistemas que normalmente são muito mal aproveitados. Ocorrem espalhados por toda a área do Estado do Rio de Janeiro, em uma extensão de aproximadamente 3700 km².

Os sedimentos podem apresentar localmente variações, mas normalmente são compostos por intercalações de areias e argilas, com matéria orgânica e intensa variação composicional. Os aquíferos são livres, sobrepostos tanto ao embasamento cristalino quanto a sedimentos mais antigos. Apresentam espessuras em torno de 20 m e possuem importância hidrogeológica local. Alguns desses aquíferos podem atingir espessuras da ordem de 100 m, possivelmente associados a pequenos grábens, o que lhes confere uma potencialidade maior, com vazões superiores a 10 m³/h.

c) Aquíferos Cordões, Restingas e Terraços Litorâneos: Localizam-se na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, ocorrendo em uma extensão de 560 km². Os sedimentos são compostos por areias razoavelmente selecionadas, com matriz siltica a argilosa, granulometria fina a grossa. Os aquíferos são livres, rasos e normalmente salinizados, com aproveitamento restrito. As captações, normalmente, são feitas por poços rasos, aproveitando os primeiros níveis de água, que podem ser potáveis. As águas destes sistemas são utilizadas normalmente para o abastecimento residencial, como no caso deste trabalho.

Segundo o Código de Águas Minerais (Decreto-Lei nº 7.841, de 08 de agosto de 1945), águas minerais são aquelas provenientes de fontes naturais ou de fontes artificialmente captadas que possuem composição química ou propriedades físicas ou físico-químicas distintas das águas comuns, com características que lhes conferem uma ação medicamentosa. Segundo o mesmo código, são águas potáveis de mesa as águas de composição normal provenientes de fontes naturais ou de fontes artificialmente captadas que preenchem tão somente as condições de potabilidade para a região.

Portanto, a água mineral tem uma ação medicamentosa e a água de mesa é uma simples água potável. Essa é uma informação importante para o consumidor, pois muitas vezes se toma água de mesa pensando ser água mineral. Ambas são vendidas em garrafas e ambas podem conter gás. A diferença está apenas no rótulo, que deve informar se a água é mineral ou apenas água de mesa.

6.2 Aspectos Climáticos

Segundo Machado (2007), a abundância de material depositado ao longo da maior parte dos trechos do litoral brasileiro reflete em grande parte às condições climáticas da área, como: as altas temperaturas e os altos índices pluviométricos, que auxiliam na ação do intemperismo e conseqüentemente na disponibilidade de sedimentos. Estas condições favorecem por sua vez, o pioneirismo vegetal que, de modo muito ativo, acarreta a fixação do material sedimentar. Desse modo, explica-se a rapidez com que surgem construções litorâneas e a formação, em pouco tempo, de extensas planícies litorâneas (Silveira, 1964), como as encontradas nas planícies costeiras do Rio Paraíba do Sul.

O estado do Rio de Janeiro é caracterizado de maneira geral, quanto ao clima, como tropical, apresentando verões muito quentes e com fortes chuvas. Porém, há regiões que apresentam desigualdades quanto a temperatura e a umidade, devido a variações de altitude, latitude, relevo e distância ao oceano.

A região norte do estado, foi classificada segundo a Fundação CIDE (1997) como quente (apresentando temperaturas acima de 18 °C), semiúmido (cerca de 4 a 6 meses do ano são secos) e seco (aproximadamente 7 a 10 meses secos). A região alvo deste estudo apresenta um clima tropical, com inverno seco. Têm sua estação chuvosa no verão, de novembro a abril, e nítida estação seca no inverno, de maio a outubro, sendo agosto (Figura 22) e julho (Figura 24) os meses mais seco. As precipitações na área atingem 1801 mm de média anual em Quissamã e 1116 mm em Carapebus. A temperatura média na região é de, aproximadamente, 23 °C, com sua temperatura média nos meses mais frios sendo superior aos 18 °C e as temperaturas médias nos meses mais quentes sendo iguais a 26 °C em Quissamã (Figura 23) ou inferior em Carapebus (Figura 25) (CIDE, 1997).

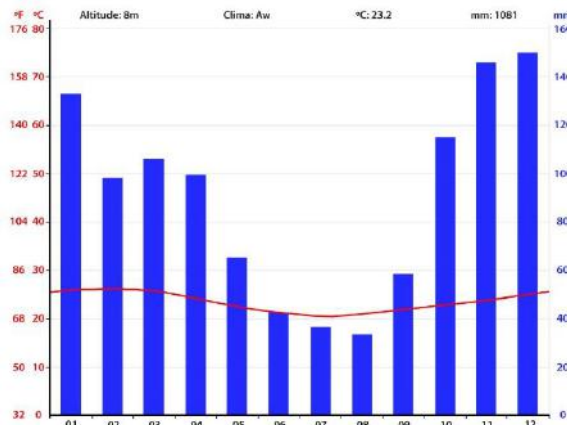


Figura 22: Temperaturas e precipitações médias em Quissamã. O mês mais seco é Agosto e tem 33 mm de precipitação média. O mês de maior precipitação é Dezembro, com uma média de 150 mm.

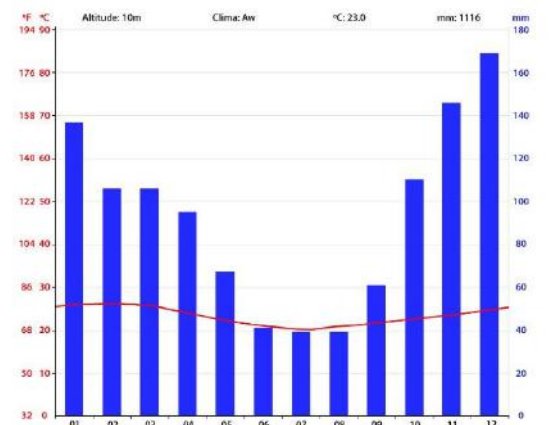


Figura 24: Temperaturas e precipitações médias em Carapebus. O mês mais seco é Julho e tem 39 mm de precipitação média. O mês de maior precipitação é Dezembro, com uma média de 169 mm.

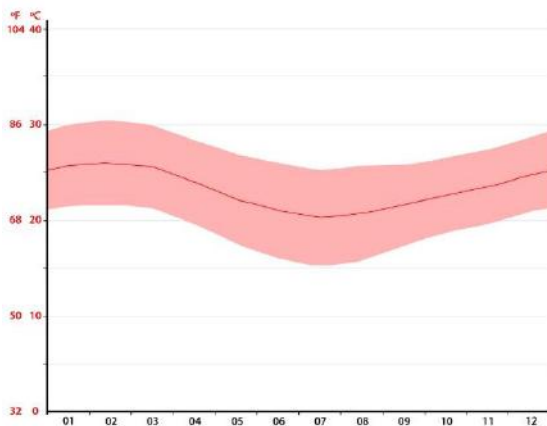


Figura 23: Em Quissamã, fevereiro é o mês mais quente do ano com uma temperatura média de 26,0 °C. A temperatura média em Julho é de 20,2 °C, sendo a temperatura média mais baixa do ano.

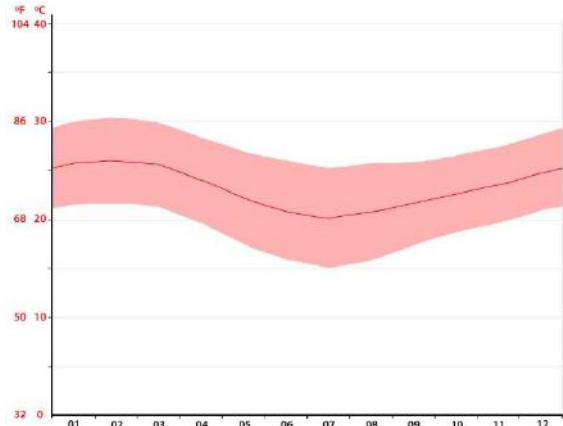


Figura 25: Em Carapebus, fevereiro é o mês mais quente do ano com uma temperatura média de 25,8 °C. A temperatura média em Julho é de 20,0 °C, sendo a temperatura média mais baixa do ano.

A diferença de precipitação entre o mês mais seco e o mês mais chuvoso é de 117 mm e as temperaturas médias tem uma amplitude de 5,8 °C durante o ano em Quissamã (Tabela 2). Já a diferença entre a precipitação do mês mais seco e do mês mais chuvoso de Carapebus é de 130 mm, com suas temperaturas médias, durante o ano, variando os mesmos 5,8 °C (Tabela 3).

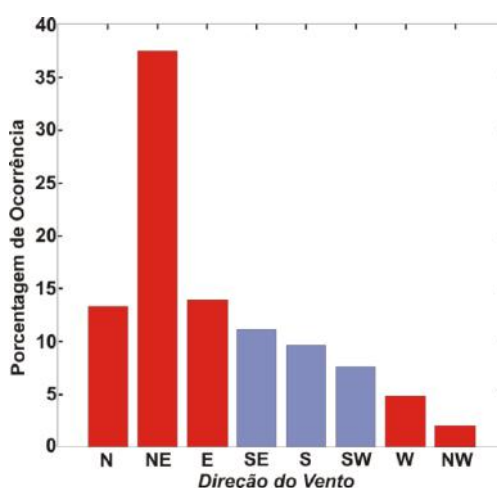
Tabela 2: Dados climatológicos de Quissamã.

	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Temperatura média (°C)	25.7	26	25.6	24	22.2	21	20.2	20.7	21.6	22.6	23.5	24.8
Temperatura mínima (°C)	21.5	21.6	21.3	19.6	17.5	16	15.2	15.8	17.4	18.7	19.6	20.9
Temperatura máxima (°C)	30	30.5	30	28.4	26.9	26	25.2	25.7	25.8	26.5	27.4	28.7
Chuva (mm)	133	98	106	99	65	42	36	33	58	115	146	150

Tabela 3: Dados climatológicos de Carapebus.

	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
Temperatura média (°C)	25.7	25.8	25.5	23.9	22	20.7	20	20.7	21.4	22.5	23.4	24.6
Temperatura mínima (°C)	21.4	21.4	21.2	19.5	17.3	15.7	14.9	15.7	17.2	18.6	19.5	20.7
Temperatura máxima (°C)	30	30.3	29.8	28.3	26.8	25.8	25.2	25.7	25.7	26.5	27.4	28.6
Chuva (mm)	137	106	106	95	67	41	39	39	61	110	146	169

Os ventos dominantes provêm do quadrante NE, associados à influência da Alta Pressão do Atlântico Sul (Figura 26), com velocidade em torno de 5-10 nós em média. Associados a passagem de frentes frias, os ventos S, SE e em menor expressividade os SW atingem a região principalmente no outono e no inverno (Pinho, 2003).

**Figura 26: Percentual das direções de vento para a região (Pinho, 2003).**

6.3 Aspectos Oceanográficos

Com relação aos aspectos oceanográficos, a orla estudada recebe com maior frequência ondas fracas a moderadas, associadas aos ventos locais dos quadrantes

NE e E, com períodos de pico máximo de 7 s e altura significativa média de 1,3 m, não ultrapassando 1,8 m (Souza, 1988). Com maior intensidade, no entanto, menos frequentes, a região é influenciada por ondas provenientes dos quadrantes SE, S e SW, associadas às frentes frias durante os meses de outono e inverno. Conforme a autora, o mar de SW, apesar de ocasional, proporciona a pior situação: ondas significativas máximas de aproximadamente 5m de altura e período de pico de 12,6 s (Machado, 2007).

De acordo com Pinho (2003), as condições oceanográficas e meteorológicas estão associadas à célula de alta pressão semifixa que domina grande parte da costa leste brasileira, responsável pelas ondas de tempo bom, e aos sistemas frontais, responsáveis pelas ondas de tempestade. As primeiras são as ondas mais representativas, com período entre 6 e 7 s, altura significativa entre 1,5 e 2 m. Nas condições de tempestade as ondas possuem período entre 8 e 16 s, altura entre 2,5 e 4,5 m e direções S, SW e SE.

Conforme as observações de Souza (1988), a altura média (H_o) das ondas situa-se entre 1,6 e 2m. Alturas superiores a 3m são mais frequentemente oriundas dos quadrantes S e SW. Devido às condições oceanográficas, o transporte litorâneo residual é orientado para o norte (Bastos 1997), em adaptação às ondas de SE, geradas pelas frentes frias ou as que chegam na forma de marulho, oriundas das latitudes mais elevadas do Sul (Muehe & Valentini 1998). Pinho (2003) apresenta o padrão de marés como semi-diurno, alcançando até 1,3 m na maré alta de sizígia e 0,3 m na maré baixa configurando, portanto, amplitude de micro-maré, o que ressalta a tipologia de costa dominada por ondas.

Segundo Angulo *et al.* (2006), apesar do comportamento de diminuição do nível do mar entre o máximo transgressivo e o presente, tal tendência não foi suficiente para que se formassem, *a priori*, feições associadas às características morfológicas regressivas. Neste sentido as barreiras costeiras no estado do Rio de Janeiro apresentam características que vão além do padrão geral de oscilação do nível do mar, envolvendo uma série de fatores que podem ser identificados em parte pela morfologia e arquitetura deposicional.

Segundo Muehe (2004), a praia em estudo é classificada hidrodinamicamente como uma praia exposta e de alta energia, pois é desprotegida das ondas de tempestades; quanto à morfodinâmica, é classificada como refletiva, pois apresenta baixa variabilidade topográfica entre a praia e a antepraia, com ondas do tipo

mergulhante e ascendente; e, quanto à morfologia, a praia é destacada do litoral, pois está separada da retroterra por corpos d'água.

Quanto à descrição das feições morfológicas do sistema praial, foram fixadas algumas terminologias em função da falta de consenso entre diversos autores na delimitação e caracterização das feições praias. Neste trabalho, foram adotados limites e nomenclaturas propostos por Muehe (2001).

Segundo Muehe (2001), as praias são depósitos de sedimentos acumulados por ação das ondas que, por apresentar mobilidade, se ajustam às condições de ondas e maré (Figura 27). A pós-praia é a porção sub-horizontal (terraço), formada por sedimentação de areia por ação das ondas (Suguio, 1992) em ocasiões de tempestade ou marés excepcionais (Mendes, 1984).

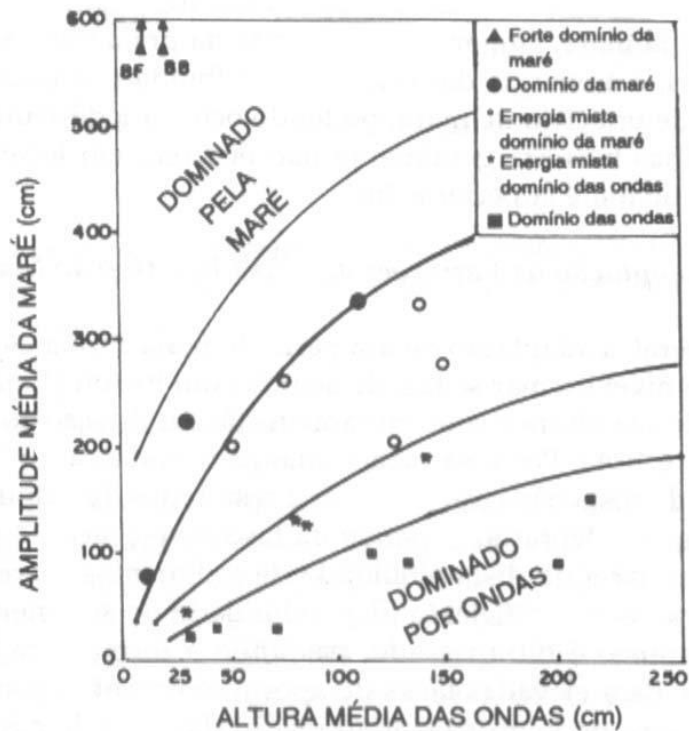


Figura 27: Caracterização ambiental em função da amplitude da maré e altura média das ondas (Muehe, 2001).

7. REFERENCIAL TEÓRICO

7.1 Hidrogeoquímica

O controle gerencial sobre o desenvolvimento dos recursos hídricos e da sua proteção é muitas vezes deficiente, o que leva à exploração descontrolada e contaminação dos aquíferos. A solução está intimamente ligada ao planejamento e a gestão da água sendo que o principal objetivo deste processo é assegurar a quantidade, qualidade, segurança e sustentabilidade das águas subterrâneas (Freeze e Cherry, 1979).

A água é uma substância quimicamente muito ativa, que tem grande facilidade de dissolver e reagir com outras substâncias orgânicas ou inorgânicas. As substâncias dissolvidas podem estar sob a forma molecular ou iônica, porém, nas águas subterrâneas, esta última é predominante. Ao lixiviar os solos e as rochas, enriquecem-se em sais minerais em solução, provenientes da dissolução dos seus minerais. Estas reações são favorecidas pelas baixas velocidades de circulação das águas subterrâneas e facilidades de dissolver o dióxido de carbono (CO₂) ao percolar o solo não saturado (Feitosa e Filho, 1997).

A qualidade da água subterrânea se dá pela dissolução dos minerais presentes nas rochas que constituem os aquíferos por ela percolados, podendo ter influência de outros fatores como composição da água de recarga, tempo de contato água/meio físico, clima e até mesmo a poluição causada pelas atividades humanas (Capucci *et al*, 2001).

Do ponto de vista hidrogeológico a qualidade é tão importante quanto à quantidade, a disponibilidade dos recursos hídricos para determinados usos depende fundamentalmente da qualidade físico-química, biológica e radiológica das águas (Santos, 1997). Porém, o grau de pureza desejável depende do uso a que se destine e assim devem ser consideradas as propriedades das águas.

Enquadram-se nas características das propriedades físicas os seguintes aspectos: temperatura, cor, odor, sabor, turbidez e sólidos em suspensão. Dentre as propriedades iônicas consideram-se: condutividade elétrica, dureza, alcalinidade, pH, sólidos totais dissolvidos, demanda química de oxigênio e demanda bioquímica de oxigênio (Todd, 1967). O conjunto de todos os elementos que compõem a água

permite estabelecer padrões de qualidade, classificando-a, assim, de acordo com seus limites estudados e seus usos para consumo humano ou agrícola, entre outros.

Íons como cálcio (Ca^{+2}), sódio (Na^{+}), magnésio (Mg^{+2}) e potássio (K^{+}) estão ligados fracamente à estrutura silicatada de forma que são facilmente incorporados na composição química da água. O processo de dissolução é influenciado pelo pH, pela temperatura e pelo grau de saturação de cada elemento. Quanto mais ácido for o ambiente, mais rápida será a dissolução e de forma inversa, quanto mais alcalino for o ambiente, mais demorada será a dissolução. Os produtos da dissolução podem reagir entre si formando compostos insolúveis, principalmente as argilas, que ficam na água em estado coloidal tendendo a fixar de forma irreversível o íon potássio. É por isso que as águas subterrâneas apresentam, de modo geral, baixos teores de potássio (K^{+}) (Cruz, 2006).

Os sedimentos granulares resistentes são formados por materiais que não se dissolveram durante os processos que lhe deram origem. São formados por materiais insolúveis, como o quartzo, zircão etc., e/ou por materiais mais ou menos solúveis, onde o processo de hidrólise não se completou, como por exemplo, alguns silicatos resistentes, algumas micas etc. As rochas derivadas destes sedimentos, como os arenitos e cascalhos, por exemplo, são parcial ou totalmente cimentadas por materiais que apresentam um certo grau de solubilidade. Normalmente os sais provenientes destas rochas são oriundos deste cimento, que muitas vezes é carbonato de cálcio. A água subterrânea em contato com estas rochas tem uma composição similar à do material que causa a cimentação ou da água original que participou de sua formação. Os sedimentos hidrolisados são formados em sua maior parte por partículas provenientes da hidrólise de outras rochas, como, por exemplo, as argilas, que absorve uma grande quantidade de água e que vai sendo expulsa lentamente durante os processos de compactação e litificação. Estas águas liberadas podem ter uma grande quantidade de sais, principalmente se a argila for de origem marinha. Em geral, apresentam um conteúdo elevado de cloreto (Cl^{-}), sulfato (SO_4^{-2}), sódio (Na^{+}), magnésio (Mg^{+2}), cálcio (Ca^{+2}) e sílica (Si_3O_4) (Cruz, 2006).

7.2 Qualidade das águas subterrâneas

7.2.1 Classificação das águas subterrâneas de acordo com os Diagramas de Piper, Schoeller e Stiff

Segundo a Fundação COPPETEC e o Laboratório de Hidrologia e Estudos de Meio Ambiente do Estado do Rio de Janeiro (2014), os diagramas de Piper, ou diagrama triangular, são ideais para representar simultaneamente cátions e ânions. A utilidade desses diagramas decorre da operacionalidade de representação de muitas análises em um mesmo gráfico, facilitando a visualização da classificação. Nesse tipo de representação, as águas são agrupadas por semelhança química e, desta forma, podem ser classificadas segundo sua posição no diagrama. As concentrações de íons em miliequivalente por litro (meq/L) são obtidas calculando a porcentagem em relação à soma de ânions e cátions, respectivamente. Em cada triângulo é colocado apenas três ânions e três cátions. Cada vértice corresponde a 100% de um ânion ou de um cátion. A seguir são apresentadas a classificação das águas utilizando os diagramas de Piper para as análises químicas disponíveis nos processos de outorga no Inea, separados pelas Regiões Hidrográficas (RH), visando facilitar o entendimento da hidroquímica das águas subterrâneas. A Figura 28 apresenta o diagrama de Piper para todas as análises químicas obtidas nos processos de outorga no Inea e validadas no presente estudo. A área de estudo está localizada na Região Hidrográfica IX (Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana).

A Figura 29 apresenta o diagrama de Piper para as águas subterrâneas obtidas em poços perfurados na RH IX.

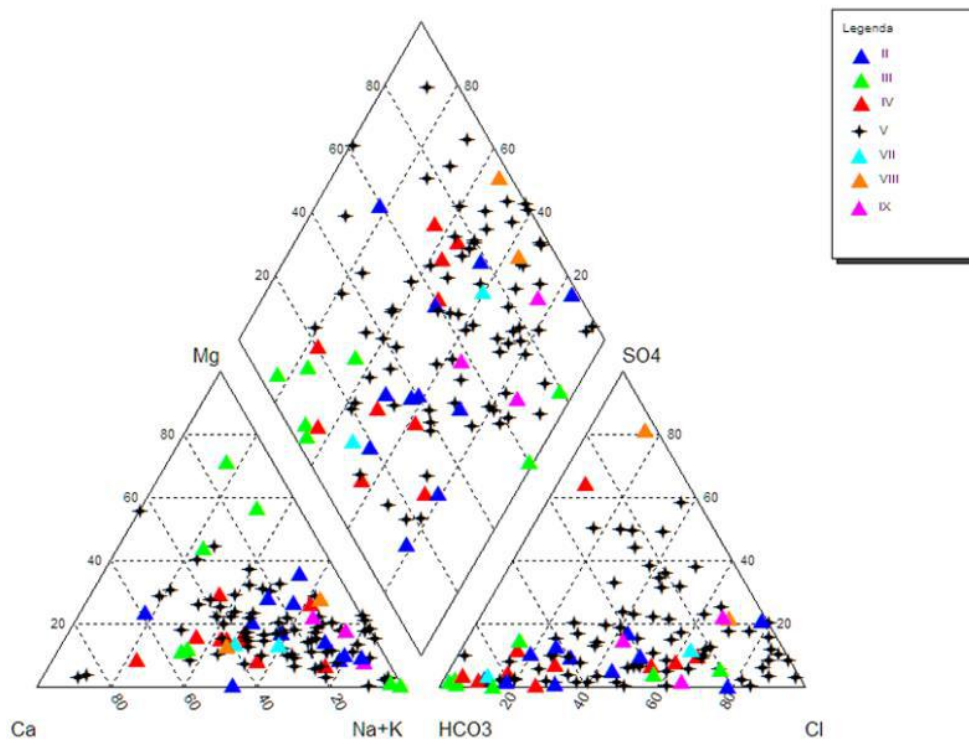


Figura 28: Diagrama de Piper para as águas subterrâneas em todas as Regiões Hidrográficas do estado do Rio de Janeiro (Coppetec, 2014).

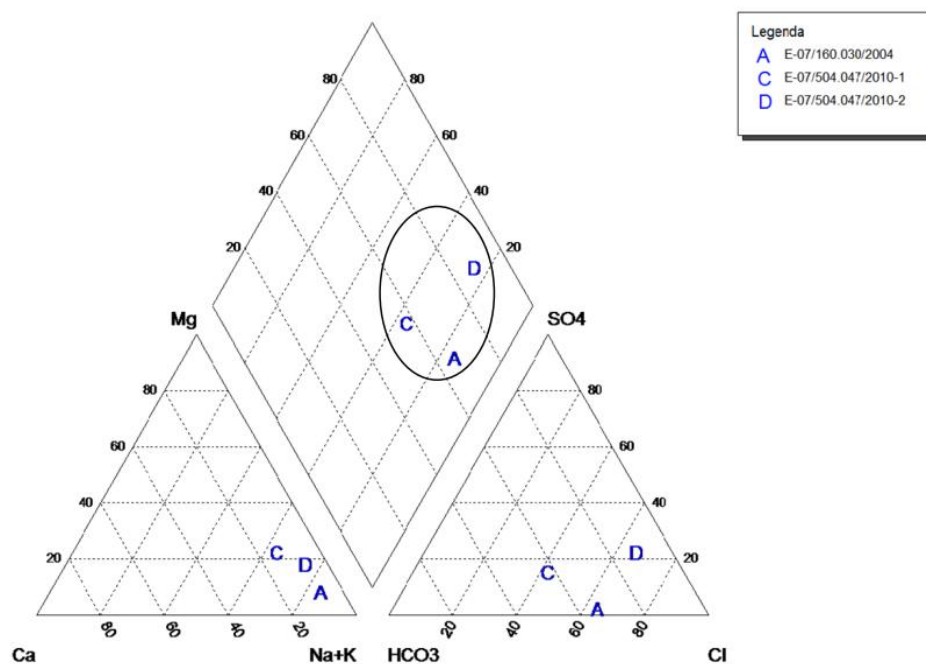


Figura 29: Diagrama de Piper para a Região Hidrográfica IX do estado do Rio de Janeiro (Coppetec, 2014).

No diagrama de Schoeller, de acordo com Feitosa e Manoel Filho (2000), as concentrações, em meq/L, da amostra são plotadas em papel semi-logarítmico. Esta forma de apresentação dos dados hidroquímicos é bastante flexível e permite

aumentar ou reduzir o número de elementos representados, de acordo com as necessidades e os objetivos da interpretação. No exemplo da Figura 30, podemos observar o diagrama com amostras de água subterrânea no município de Campos dos Goytacazes.

No diagrama de Stiff, por sua vez, Todas as concentrações iônicas são representadas sobre linhas paralelas horizontais em meq/L ou % meq/L. Ligando todos os pontos respectivos, obtém-se uma Figura geométrica característica para a água analisada. Estas Figuras são plotadas no mapa conforme a respectiva coordenada dos locais de onde foram extraídas, como se observa na Figura 31 (Feitosa e Manoel Filho, 2000).

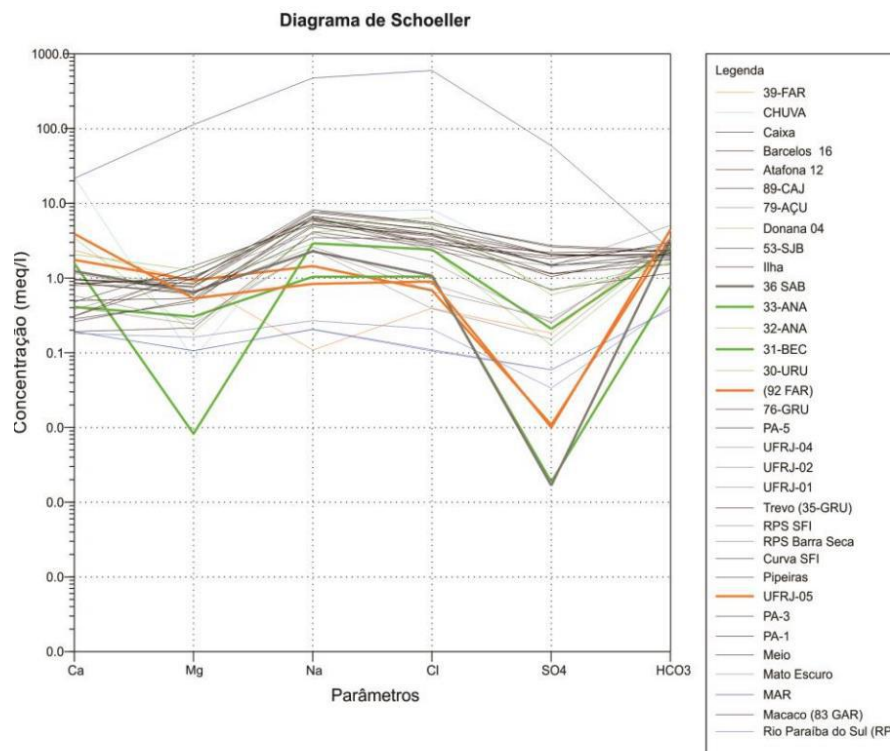


Figura 30: Diagrama de Schoeller para amostras no município de Campos dos Goytacazes (Martins, 2015).

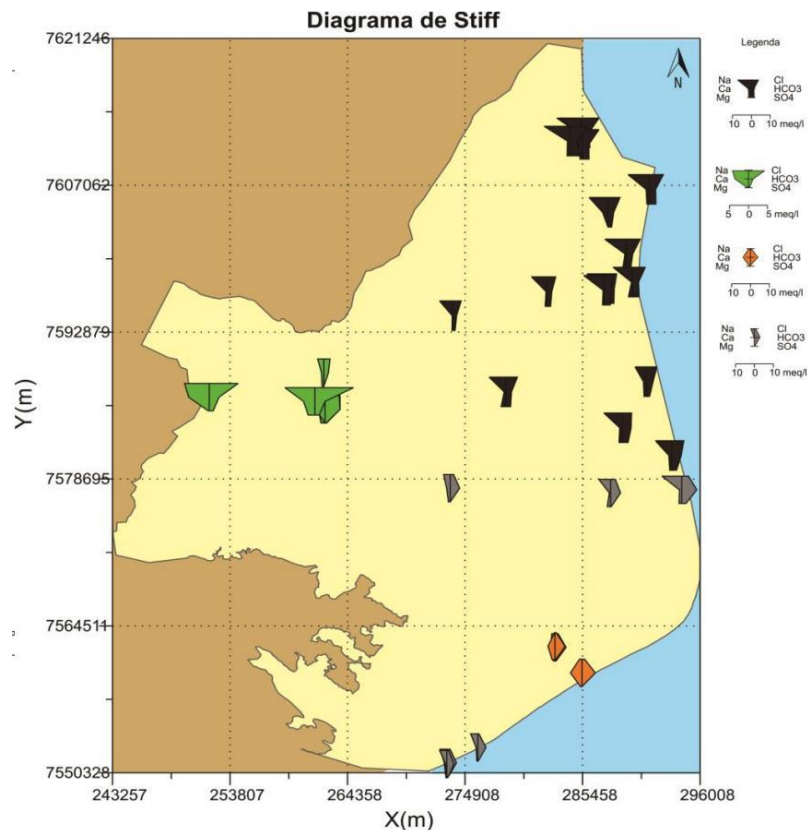


Figura 31: Diagrama de Stiff para amostras no município de Campos dos Goytacazes (Martins, 2015).

7.2.2 Intrusão Salina

De acordo com Cruz e Silva Jr. (2006), intrusão salina é o nome dado ao avanço da cunha salina e ocorre quando a cunha da água do mar avança e se mistura com as águas doces do aquífero. De acordo com diversos pesquisadores como Almeida e Silva Jr. (2007) e Feitosa e Manoel Filho (2000), o bombeamento excessivo de água continental rompe o equilíbrio que há em estado natural entre a cunha salina e o fluxo de água doce em direção ao mar, o que acarreta no avanço desta cunha em direção ao continente. A água salgada, por possuir maior densidade, forma uma cunha e penetra pela parte inferior da região de água doce. A água doce permanece em contínuo escoamento em direção ao mar, esta pressão consegue manter a posição da cunha salina equilibrada, sendo esta a zona de mescla, até romper em casos de bombeamentos de volumes substanciais.

A Figura 32, adaptada de Werner *et al.* (2013) apresenta um modelo esquemático da interferência de poços de bombeamento em áreas costeiras e o equilíbrio da interface salina. Desta forma, temos (a) intrusão da cunha da água do mar; (b) Circulação de acordo com a densidade na zona da água do mar; (c) Formação

de cone, devido ao bombeamento de água; (d) Zona de recirculação da água superior do mar; (e) Afloramento na superfície das águas subterrâneas.

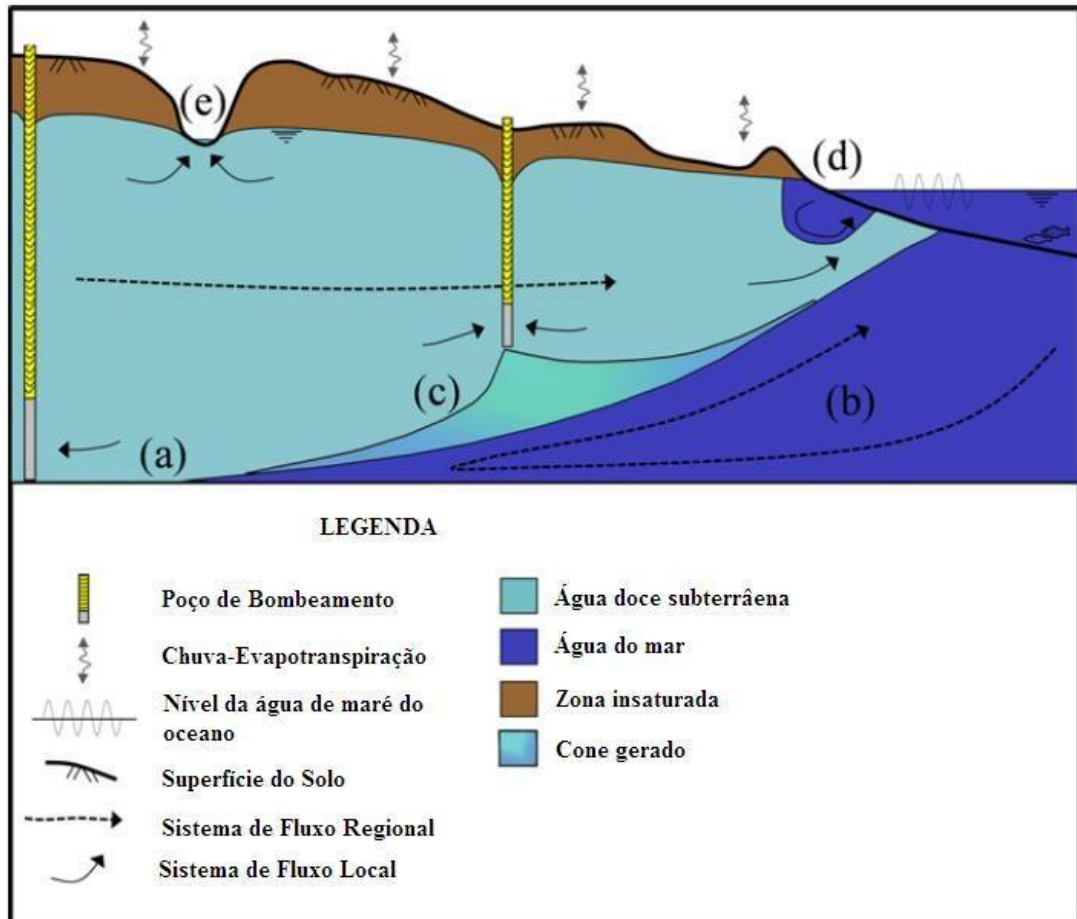


Figura 32: Diagrama simplificado de um cenário de aquífero costeiro livre, adaptado de Werner *et al.* (2013).

Segundo Andrade *et al.* (2012), o gerenciamento inadequado dos aquíferos é um dos fatores mais problemáticos quanto a gestão de águas subterrâneas e que podem levar este bem ao seu esgotamento. Por representarem uma forma segura de armazenamento de água, as águas subterrâneas deveriam ser utilizadas apenas como reserva estratégica. Pequenas mudanças na carga e de fluxo podem causar grandes mudanças em aquíferos costeiros. O bombeamento excessivo, por exemplo, pode agravar o avanço da cunha salina e destruir o aquífero como alternativa de fonte de abastecimento de água doce.

Com o intuito de avaliar a dinâmica entre água doce e o avanço da cunha salina, é necessário mensurar as propriedades físico-químicas das águas subterrâneas. A água pura não existe na natureza, sendo uma substância quimicamente muito ativa,

que pode reagir com outras substâncias orgânicas e inorgânicas. As águas subterrâneas possuem propriedades próprias e permitem, através de análises físico-químicas, sua caracterização (Custodio e Llamas, 1983).

7.2.2.1 Principais propriedades físico-químicas e íons indicadores de salinização

As propriedades físicas são importantes tanto na definição das propriedades e comportamento hidrogeológico e geoquímico dos aquíferos quanto para considerações do uso da água como recurso. Alguns valores de certas propriedades físicas podem ser fator limitante ao consumo da água, como é o caso do sabor decorrente de sais dissolvidos em quantidade excessiva, além da cor e do odor, por exemplo. Nas águas subterrâneas, a grande maioria das substâncias dissolvidas encontra-se no estado iônico. Alguns destes constituintes iônicos estão presentes em quase todas as águas subterrâneas e a sua soma representa a quase totalidade dos íons presentes. Abaixo, uma breve descrição destas propriedades e dos principais íons.

I. Condutividade Elétrica

A condutividade elétrica mostra a capacidade de uma solução conduzir correntes elétricas, estando diretamente ligada com o teor de sais dissolvidos sob a forma de íons. Resulta da soma das contribuições de todos os íons presentes no meio, contudo a fração de corrente transportada depende da concentração relativa e da facilidade com que se movimenta no meio, de onde concluímos que a condutância específica de um eletrólito varia com a concentração dos íons presentes. As soluções inorgânicas tais como os ânions Cl^- , Nitrato (NO_3^-) e SO_4^{2-} e os cátions Na^+ , Ca^{+2} e cobre (Cu) são bons condutores de corrente elétrica, já as soluções orgânicas tais como os fenóis, álcoois e óleos são maus condutores de corrente (Feitosa e Manoel Filho, 2000).

II. pH

É a medida da concentração do hidrogênio, ou, mais corretamente, o logaritmo negativo da atividade iônica em moles por litro. É também definido como a medida da concentração hidrogeniônica da água ou solução, sendo controlado pelas reações químicas e pelo equilíbrio entre os íons presentes. (Cruz, 2006)

O pH é essencialmente uma função do gás carbônico dissolvido e da alcalinidade da água. Varia de 1 a 14, sendo neutro com o valor 7, ácido com valores inferiores a 7 e alcalino ou básico com valores superiores a 7. A molécula de água (H_2O) tem uma leve tendência de romper-se em dois íons do mesmo modo que os sais ($NaCl$, $Ca(HCO_3)_2$, $CaSO_4$) dissolvidos na água. Quando a água (H_2O ou $H-OH$) se ioniza, divide-se no cátion H^+ e no ânion OH^- .

III. Sódio (Na^+)

Um dos metais alcalinos mais importantes e abundantes na água subterrânea, ocorrendo principalmente na forma de cloretos, sendo o principal causador da salinidade das águas naturais. A concentração de sódio aumenta gradativamente nas águas subterrâneas a partir da zona de recarga do aquífero em direção às porções mais confinadas ou dos seus exutórios. Sua concentração varia entre 0,1 e 10 mg/L nas águas subterrâneas, entre 1 e 150 mg/L em águas doces e alcançando 11.100 mg/L nas águas do Oceano Atlântico. (Custodio e Llamas, 1983).

IV. Potássio (K^+)

Apesar do potássio e do sódio pertencerem ao mesmo grupo, o dos metais alcalinos, seus comportamentos nos processos de solubilização são diferentes.

Ocorre em pequenas quantidades ou está ausente nas águas subterrâneas, devido à sua participação intensa em processos de troca iônica, além da facilidade de ser adsorvido pelos minerais de argila. Ocorre principalmente nos feldspatos potássicos, micas e leucitas, em rochas ígneas e metamórficas. Nas águas meteóricas os teores de potássio estão geralmente no intervalo de 0,1 a 4 mg/L, enquanto as águas do oceano Atlântico, apresentam, em média, 400 mg/L. Os teores de potássio nas águas subterrâneas são inferiores a 10 mg/L, sendo mais frequentes valores entre 1 e 5 mg/L. (Custodio e Llamas, 1983).

V. Cálcio (Ca^{+2})

É o elemento mais abundante existente na maioria das águas e rochas do planeta Terra. Os sais de cálcio possuem moderada a elevada solubilidade, sendo muito comum precipitar como carbonato de cálcio ($CaCO_3$). É um dos principais constituintes da água e o principal responsável pela dureza. Apresenta-se, em geral, sob a forma de bicarbonato e raramente como carbonato. Ocorre principalmente nos

minerais calcita, aragonita e dolomita, em rochas calcárias, sendo o plagioclásio e a apatita as maiores fontes de cálcio das rochas ígneas para as águas subterrâneas. A solubilidade do bicarbonato de cálcio (CaCO_3) aumenta em presença de sais de Na^+ e K^+ . Nas águas meteóricas os teores de cálcio variam no intervalo 0,1 a 10 mg/L e nas águas do oceano Atlântico os valores oscilam em torno de 480 mg/L. Nas águas subterrâneas, os teores de cálcio variam, em geral, entre 10 e 100 mg/L. (Custodio e Llamas, 1983).

VI. Magnésio (Mg^{+2})

Responsável pela dureza e sabor salobro nas águas, ocorrendo sob a forma geral de bicarbonato. A água do oceano Atlântico possui concentração com valor médio de 1.410 mg/L, por outro lado as águas subterrâneas possuem valores entre 1 e 40 mg/L; a deficiência desta substância causa nervosismo e tremores e seu excesso provoca distúrbios intestinais, sendo maléfico para a saúde humana (Custodio e Llamas, 1983).

VII. Cloreto (Cl^-)

O cloreto, ânion Cl^- , é encontrado naturalmente nas águas subterrâneas devido à percolação da água através de solos e rochas. Em geral, efluentes industriais apresentam altos níveis de cloretos, como a indústria do petróleo, algumas indústrias farmacêuticas, curtumes e etc. A intrusão da cunha salina em áreas costeiras, também, provoca altas concentrações de cloreto; no entanto, apenas apresenta risco ao ser humano em caso de deficiência no metabolismo do cloreto de sódio, que é o caso da insuficiência cardíaca congestiva (CETESB, 2015).

As águas subterrâneas, em geral, apresentam teores de cloretos inferiores a 100 mg/L, porém as águas dos mares apresentam teores entre 18.000 e 21.000 mg/L (Custodio e Llamas, 1983).

A Portaria nº 2.914 do Ministério da Saúde de 12 de dezembro de 2011 dispõe sobre os procedimentos de controle e de vigilância da qualidade da água para consumo humano e seu padrão de potabilidade e estabelece o valor máximo de 250 mg/L de cloreto permitido na água potável como padrão de aceitação de consumo (Brasil, 2011). Segundo o Código de Águas Minerais (Decreto-Lei nº 7.841, de 08 de agosto de 1945), podem ser classificadas como águas cloretadas aquelas que contêm no mínimo 0,500 grama de cloreto de sódio por litro.

VIII. Sulfato (SO_4^{2-})

São sais moderadamente solúveis a muito solúveis, exceto os sulfatos de estrôncio (SrSO_4) e os de bário (BaSO_4). Na água doce o sulfato de cálcio (CaSO_4) satura a 1.500 mg/L e pode chegar até 7.200 mg/L em águas salinas. Em meio redutor pode sofrer uma redução bacteriana a S ou S^{-2} , porém em geral é estável. Origina-se da oxidação do enxofre presente nas rochas e da lixiviação de compostos sulfatados (gipsita e anidrita). Águas subterrâneas, em geral, apresentam teores de sulfatos inferiores a 100 mg/L, principalmente na forma de SO_4^{2-} e HSO_4^- . (Custódio e Llamas, 1983)

As águas do oceano Atlântico apresentam, em média, 2810 mg/L de sulfatos. As águas subterrâneas com excesso de sulfato, mais de 400 mg/L, podem causar efeitos laxativos e, na presença de íons de magnésio e sódio, pode provocar distúrbios gastrintestinais. O sulfato também é caracterizado por aumentar a salinidade dos solos (Feitosa e Manoel Filho, 2000).

IX. Bicarbonato (HCO_3^-)

Este íon não se oxida nem se reduz em águas naturais, porém pode precipitar com muita facilidade como bicarbonato de cálcio (CaCO_3). Varia entre 50 e 350 mg/L em águas doces, podendo chegar a 800 mg/L. A água do mar possui teores da ordem de 100 mg/L (Custodio e Llamas, 1983).

X. Nitrato (NO_3^-)

Ocorre em pequeno teor por ser muito móvel e pode ser removido das camadas superiores do solo para a água. O nitrato representa o estágio final da oxidação da matéria orgânica e teores acima de 5 mg/L podem ser indicativos de contaminação da água subterrânea por atividade humana (esgotos, fossas sépticas, depósitos de lixo, cemitérios, adubos nitrogenados, resíduos de animais etc.). Tais resíduos são ricos em nitrogênio e se decompõem em nitratos na presença de oxigênio. As águas subterrâneas apresentam geralmente teores de nitrato no intervalo de 0,1 a 10 mg/L, porém em águas poluídas os teores podem chegar a 1.000 mg/L. A água do mar possui em torno de 1 mg/L (Feitosa e Manoel Filho, 2000).

7.3 Mapa Potenciométrico

7.3.1 Potenciometria

A elaboração de um mapa potenciométrico representa um dos principais estudos de natureza hidrogeológica física a ser desenvolvido numa determinada área de ocorrência de um aquífero. Através desse mapa, possibilita-se o conhecimento de zonas de descarga, recarga e trânsito do aquífero, sentido do fluxo subterrâneo principal e fluxos secundários, áreas com maior ou menor transmissividade, dentre outras informações não menos importantes (De Lucena, 2004).

Mapas de curvas equipotenciais são obtidos a partir de poços de monitoramento espalhados pela região que se deseja representar. Estes mapas são elaborados a partir dos mais variados métodos de interpolação, porém nem sempre a densidade de informações de cota potenciométrica disponível é suficiente para a realização de uma boa estimativa (Da Rocha *et al.*, 2009).

7.3.2 Krigagem

A krigagem é considerada uma boa metodologia de interpolação de dados. Ela utiliza o dado tabular e sua posição geográfica para calcular as interpolações. Utilizando o princípio da Primeira Lei de Geografia de Tobler, que diz que unidades de análise mais próximas entre si são mais parecidas do que unidades mais afastadas, a krigagem utiliza funções matemáticas para acrescentar pesos maiores nas posições mais próximas aos pontos amostrais e pesos menores nas posições mais distantes, e criar assim os novos pontos interpolados com base nessas combinações lineares de dados. A partir de gráficos como o (semi)variograma, a superfície contínua de dados é criada, e pode-se ter uma ideia da segregação espacial das variáveis, e o alcance da segregação no espaço, em unidades métricas conhecidas, como milhas, quilômetros, etc. (Jakob, 2002).

A krigagem se baseia na ideia de que se pode fazer inferências a partir de uma função aleatória $Z(x)$, originando os pontos $Z(x_1)$, $Z(x_2)$, ..., $Z(x_n)$, se utilizando de um variograma, que é a descrição matemática do relacionamento entre a variância de pares de observações (pontos) e a distância separando estas observações (h). A autocorrelação espacial pode então ser usada para fazer melhores estimativas para pontos não amostrados (inferência = krigagem).

A Equação 1 apresenta a média constante, a correlação espacial e o erro residual.

Equação 1: Correlação espacial dada pelo variograma

$$Z(x) = m(x) + \gamma(h) + \varepsilon$$

A correlação espacial é dada pelo variograma.

$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} [Z(x) - Z(x+h)] = \frac{1}{2} E [\{Z(x) - Z(x+h)\}^2]$; na prática:

$\gamma(h) = \frac{1}{2} N(h) \sum_i [Z(x_i) - Z(x_{i+h})]^2$, onde $N(h)$ é o número total de pares de observações separadas pela distância h . A curva ajustada minimiza a variância dos erros.

Dentre os componentes do variograma, o mais comum é o exponencial. A krigagem produz a melhor estimativa linear não-viciada dos dados de um atributo em um local não amostrado, com a modelagem do variograma. “A krigagem ordinária é geralmente associada como B.L.U.E. (*best linear unbiased estimator*). A krigagem ordinária é ‘linear’ porque suas estimativas são combinações lineares ponderadas dos dados disponíveis; é ‘não-viciada’ porque busca o valor de erro ou resíduo médio igual a 0; e é ‘melhor’ porque minimiza a variância dos erros.” (Isaaks e Srivastava, 1989)

A krigagem com o *ArcGIS* é relativamente simples de se fazer, basta um domínio mínimo do *software*. Por outro lado, ela exige um conhecimento mais amplo da técnica, para interpretação de dados resultantes, além de requisitos mínimos dos dados. Porém, quanto mais pontos, melhores os resultados. Jakob (2016) diz que a krigagem exige um mapa na forma de pontos, ao invés de polígonos, e preferencialmente na projeção UTM (*Universal Transversal Mercator*), para se analisar o alcance em unidades métricas conhecidas, que não décimos de grau. Assim, se necessita de um mapa de pontos da área de estudos, com os dados tabulares, e na projeção UTM, para melhores resultados com a krigagem. A ferramenta é amplamente utilizada na área agrícola, que fundamentalmente usa localização como uma de suas variáveis de muita importância, e com ramificações na ecologia, meio ambiente e, neste caso, na geologia.

7.4 Modelagem de Fluxo Subterrâneo

Um modelo ideal completo para descrever e verificar a qualidade da água, seu fluxo e relacioná-la a uma possível intrusão marinha deveria ser tridimensional, transiente, levar em conta densidade variável e incluir dispersão. Um modelo como

este é extremamente complicado e requer uma quantidade muito grande de dados (na maior parte das vezes não disponível) (Cruz, 2006). A melhor opção é usar um modelo mais simples e extrair conclusões aceitáveis, baseando-se nos dados existentes e na sua confiabilidade. Para tal, foi escolhida a plataforma *Visual MODFLOW*, que executa o modelo matemático SEAWAT.

A modelagem de fluxo segue as seguintes etapas (Figura 33):

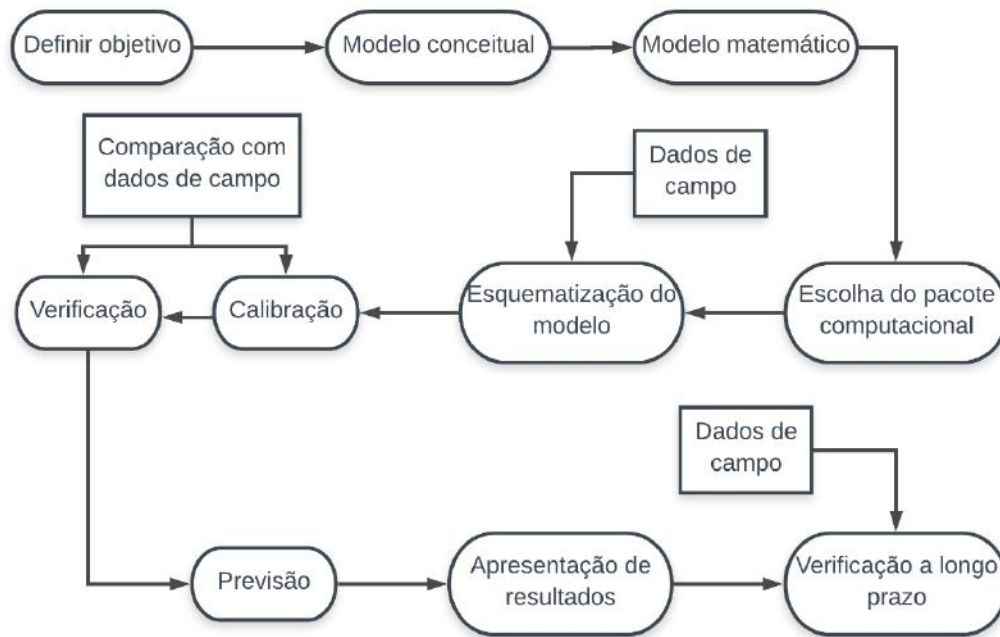


Figura 33: Etapas da modelagem, adaptado de Anderson e Woessner (1992).

Assim que os objetivos forem definidos, o modelo conceitual deve ser elaborado, estabelecendo a geometria do sistema a partir das camadas geológicas, seus contornos, suas interconexões hidráulicas, recargas e bombeamentos. Assim é definida a formulação matemática e pacote computacional; a esquematização do modelo envolve a discretização do problema, seleção do intervalo de simulação (time-step), estabelecimento das condições de contorno, seleção inicial dos parâmetros do aquífero e verificação das recargas e bombeamentos. A calibração e verificação permite o ajuste dos parâmetros do modelo para produzir as cargas hidráulicas e fluxos medidos em campo; a previsão retorna resultados futuros do funcionamento do aquífero de acordo com bombeamentos e recargas futuras (Feitosa e Manoel Filho, 2000).

O *Visual MODFLOW* (*Modular Three-Dimensional Groundwater Flow Model*), desenvolvido pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), é um dos modelos

matemáticos que mais se destacam para modelar fluxos subterrâneos e transporte de poluentes. Esta *software* utiliza o método das diferenças finitas; sendo o ambiente de modelagem mais completo para aplicações práticas no fluxo de águas subterrâneas e simulação de transporte de contaminantes. As ferramentas gráficas permitem (Menezes Jr., 2011):

- Dimensionar rapidamente o domínio do modelo e algumas unidades;
- Atribuir propriedades no modelo e condições de contorno;
- Executar simulações do modelo para o transporte de fluxo e de contaminantes;
- Calibrar o modelo, utilizando técnicas manuais ou automatizadas;
- Otimizar o bombeamento, recuperação e taxas locais;
- Visualizar os resultados utilizando gráficos 2D ou 3D, assim como também os parâmetros de entrada do modelo e em qualquer momento durante o processamento.

Acoplado ao MODFLOW funciona o MT3DMS (*Modular Transport, 3-Dimensional, Multi-Species model*), que possui capacidade de simular advecção, dispersão e as reações químicas entre os contaminantes no sistema de fluxo de águas subterrâneas com uma formulação implícita versátil e eficiente. A equação diferencial parcial que descreve o destino e transporte de contaminantes de espécies k em 3D e com sistemas de fluxo transitório das águas subterrâneas pode ser descrito pela Equação 2 (Zheng e Wang, 1999).

Equação 2: Equação de sistemas de fluxo transitório

$$\frac{\partial(\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta v_i C^k) + q_s C_S^K + \sum R_n$$

Onde:

θ = Porosidade do meio da superfície (adimensional);

C^k = Concentração de espécies k dissolvidas (ML^{-3});

t = Tempo (T);

x_{ij} = Distância ao longo das respectivas coordenadas no eixo cartesiano (L);

D_{ij} = Coeficiente tensor de dispersão hidrodinâmica (L^2T^{-1});

v_i = Infiltração ou velocidade linear da água nos poros, LT^{-1} ; está relacionado com a descarga específica ou fluxo de Darcy através da relação $v_i = q_i / \theta$;

q_s = Vazão volumétrica por unidade de volume do aquífero (T^{-1});

C^k_s = Concentração da fonte ou dissipador de fluxo para as espécies k (ML^{-3});
 $\sum R_n$ = Termo da reação química ($ML^{-3}T^{-3}$).

O SEAWAT é um programa de computador para simulação em três dimensões, densidade variável e fluxo de água subterrânea transitória em meios porosos, o qual combina o MODFLOW e MT3DMS em um único programa de computador de modo que consegue simular a intrusão salina em aquíferos de água doce. Para tanto, o MT3DMS foi acoplado diretamente ao SEAWAT de forma a complementar a limitação no termo de dispersão, esse recurso recebeu a denominação de Processo de Transporte Integrado MT3DMS; desta forma possibilita ao usuário executar a constante densidade ou densidade variável fluir e simular transportes em um mesmo programa (Langevin *et al.*, 2008). Este processo pode simular o transporte de soluto para um sistema de duplo domínio, como um aquífero fraturado ou altamente heterogêneo. A equação de transporte do soluto em duplo domínio formulado em termos de massa total está expressa na Equação 3 (Langevin *et al.*, 2008).

Equação 3: Equação de transporte do soluto em duplo domínio.

$$\theta_m \frac{\partial(C_m)}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial(C_{im})}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta_m D_{ij} \frac{\partial C_m}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta_m v_i C_m)) + q_s C_s - q'_s C_m - \lambda_{l,im} \theta_{im} C_{im}$$

Onde:

C_m = Concentração dissolvida no domínio móvel (ML^{-3});

C_{im} = Concentração dissolvida no domínio imóvel (ML^{-3});

θ_m = Porosidade do domínio móvel (adimensional);

θ_{im} = Porosidade do domínio imóvel (adimensional);

q_s = Taxa da origem do fluxo volumétrico e decaimento por unidade de volume do aquífero (T^{-1});

q'_s = Taxa de variação do armazenamento transitório de água subterrânea (T^{-1});

$\lambda_{l,m}$ = Velocidade da reação de primeira ordem para a fase líquida móvel (T^{-1});

$\lambda_{l,im}$ = Velocidade da reação de primeira ordem da a fase líquida imóvel (T^{-1}).

O SEAWAT exige como entrada alguns parâmetros hidrogeológicos, que são necessários para modelar o sistema como porosidade, concentração salina, densidade do fluido salino, densidade da água doce, condutividade hidráulica

equivalente à água doce, dispersão longitudinal e transversal, coeficiente de difusão molecular (Waterloo, 2006), os quais estão disponíveis em literatura.

Porém atingir o modelo de convergência utilizando o SEAWAT é uma tarefa difícil, pois exige muito tempo para verificar o valor e unidades para todos os parâmetros, além disso, o modelo possui problemas com células secas e necessita de uma atenção quanto a discretização temporal, principalmente quando há rápida mudança nas condições de contorno (Guo e Langevin, 2002).

7.4.1 Condições de Contorno

As condições de contorno representam a relação do sistema com os sistemas circundantes; em um modelo de fluxo de águas subterrâneas as condições de contorno descrevem a troca de fluxo entre o modelo e os sistemas no entorno (Menezes Jr., 2011).

Estabelecer as condições de contorno é um passo crítico da modelagem, pois se forem mal estabelecidas podem levar a grandes erros nos resultados. As condições de contorno podem ser de dois tipos (Feitosa e Manoel Filho, 2000):

- Contorno Físico: provocado por presença física com características a influenciar no escoamento subterrâneo, por exemplo, rochas impermeáveis, falhas geológicas e corpos d'água.
- Contorno Hidráulico: devido condições de escoamento; os exemplos mais comuns são os divisores de água e linhas de fluxo, em ambos os casos considera-se que o fluxo na direção perpendicular é nula.

8. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As águas subterrâneas não são puras, devido ao seu contato com as rochas em subsuperfície, acabam incorporando um pouco dos íons mais solúveis em sua composição. Por isso, as águas apresentam uma variação de composição conforme a região estudada. Desta forma, as amostras caracterizadas neste estudo foram analisadas da seguinte maneira:

A classificação química das águas analisadas foi realizada a partir do diagrama de Piper e as tendências das águas obtidas por meio dos diagramas de Stiff e de Schoeller-Berkaloff. Através desses diagramas, é possível identificar a característica química da água e as semelhanças entre várias águas (Bonotto e Mancini, 1992).

Primeiramente, as amostras utilizadas neste trabalho foram plotadas no diagrama de Piper (Figura 34) obtido através do *software* EasyQuim (versão 5.0v2012 do Groudwater Hydrology Group – GHS). Neste diagrama é possível observar ao menos dois grupos distintos de águas.

Das amostras analisadas, quatro delas foram destacadas através do círculo laranja e encontram-se inseridas no campo das “águas sulfatadas ou cloretadas sódicas”, apresentando características mais marinhas, indicando a influência do mar durante a coleta das amostras LB-0748-18, LB-0209-19, LB-0401-19 e LB-0403-19.

As amostras restantes encontram-se distribuídas no gráfico apresentando características mais continentais, com características de “Águas Bicarbonatadas Cálcicas ou Magnesianas”, ou seja, menos influenciadas pelo mar, como pode ser observado na Figura 34.

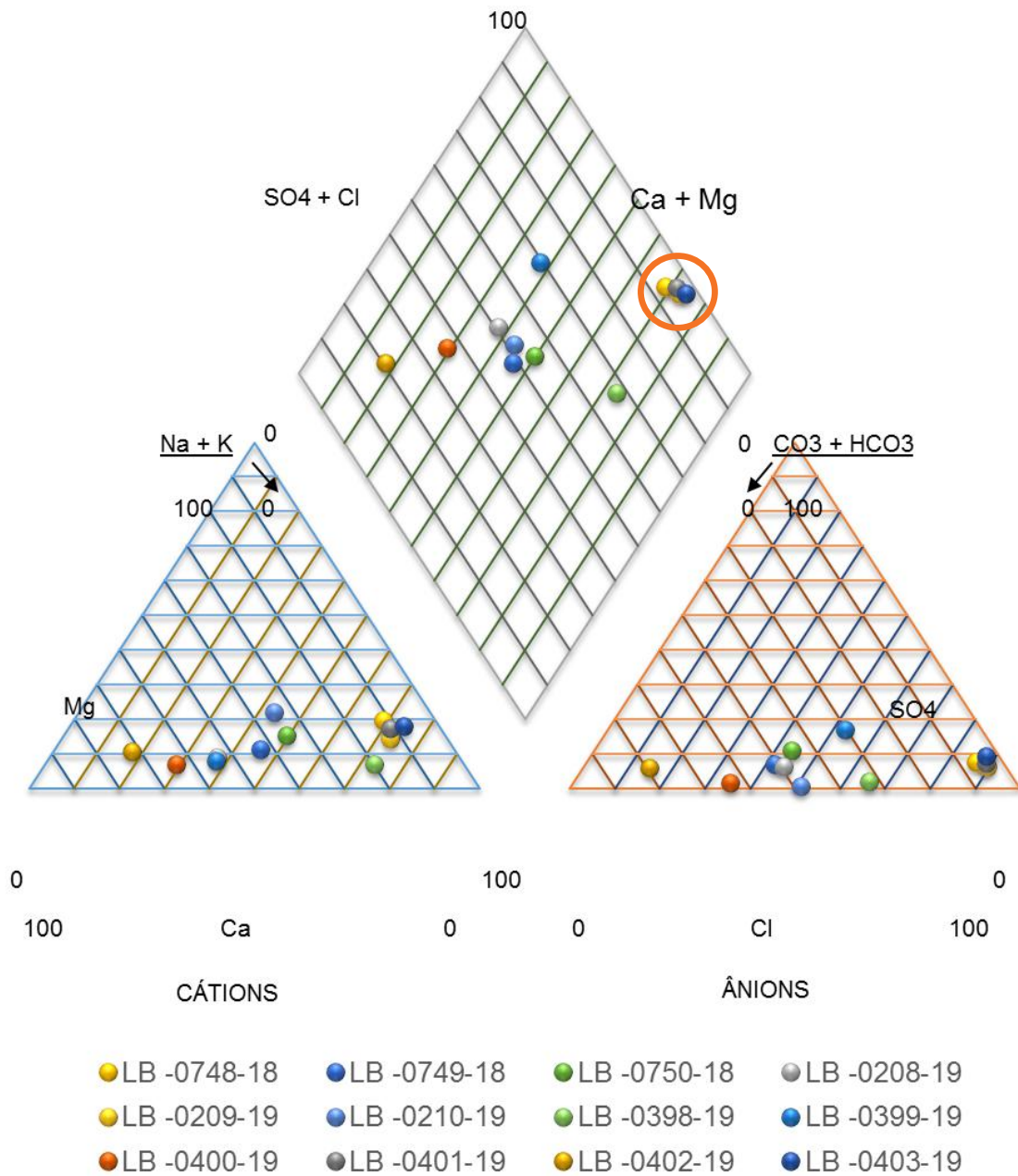


Figura 34: Diagrama de Piper com as amostras plotadas.

O diagrama de Schoeller permite identificar a tendência das amostras e o agrupamento conforme sua semelhança ou distinção, como é possível observar na Figura 35.

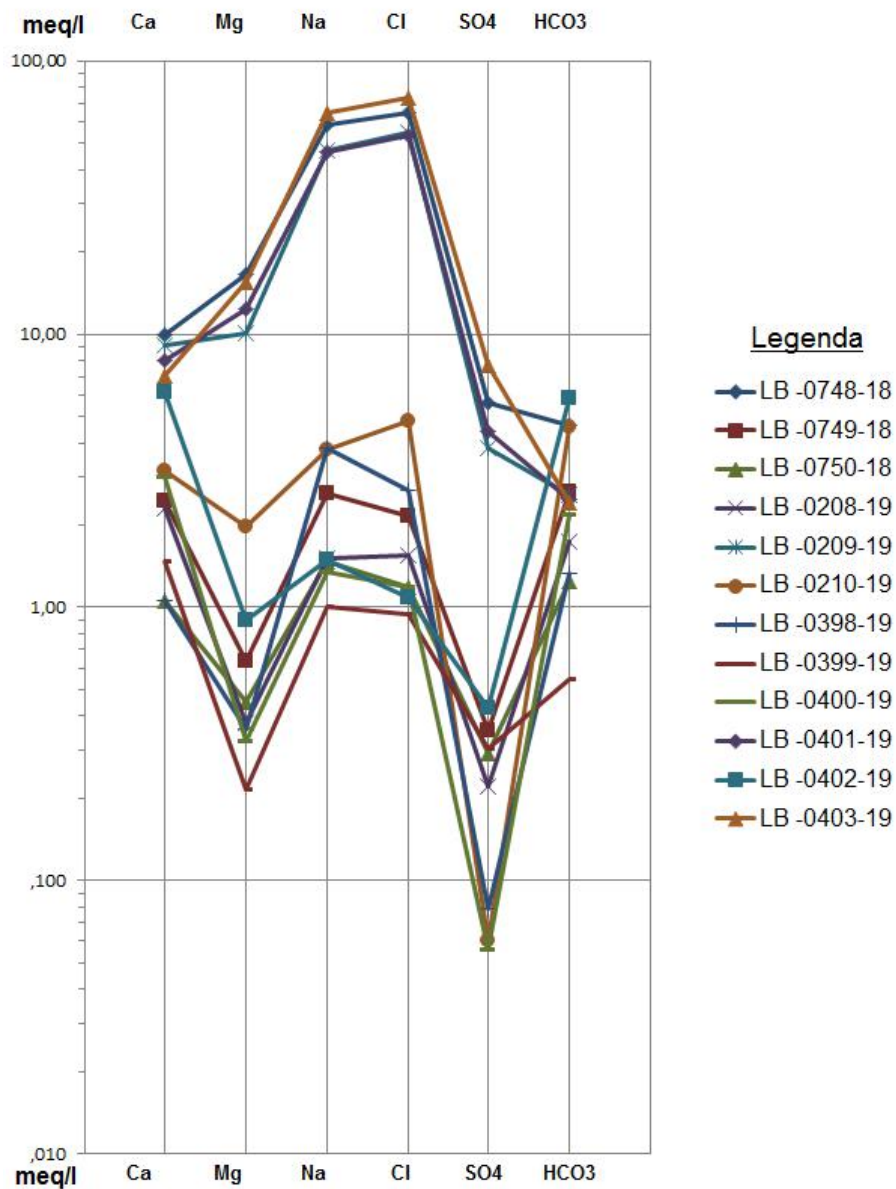
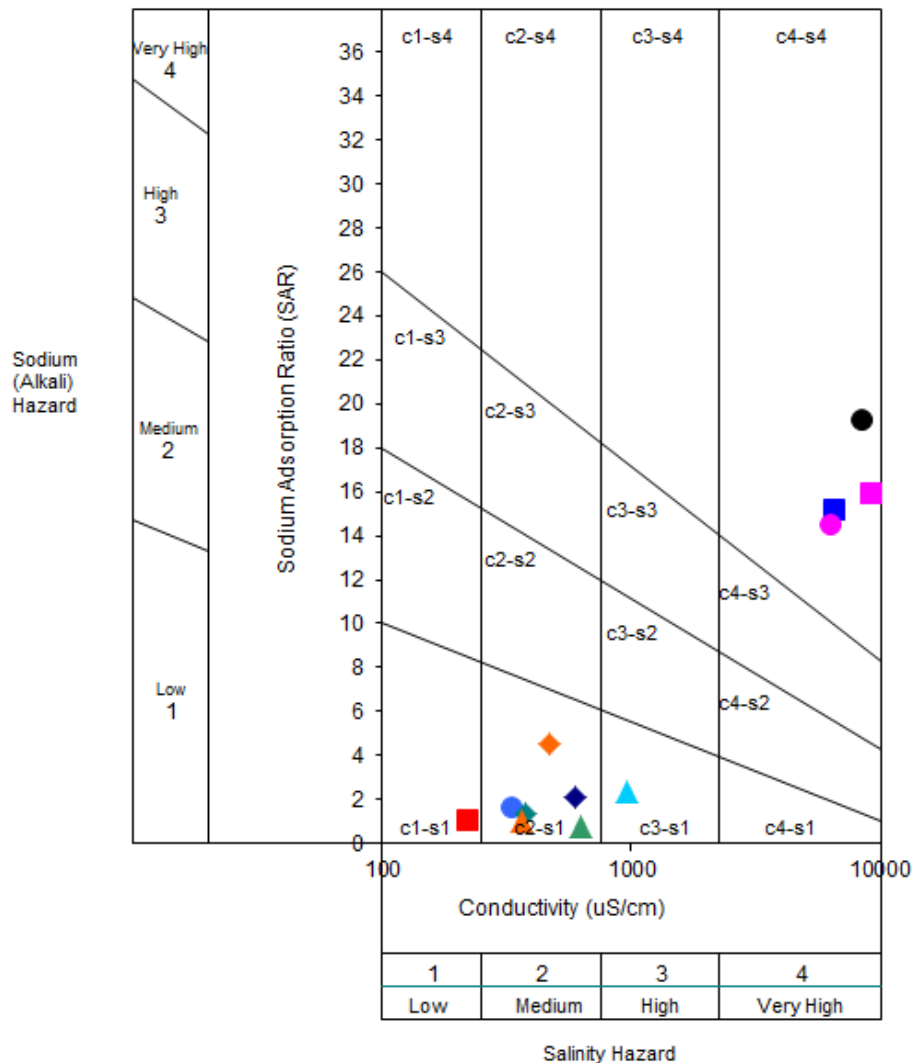


Figura 35: Diagrama de Schoeller-Berkaloff.

Verifica-se que, assim como pôde ser observado no diagrama de Piper, as amostras LB-0748-18, LB-0209-19, LB-0401-19 e LB-0403-19 apresentam um comportamento diferente das demais, com concentrações muito mais elevadas de íons como magnésio (Mg^{+}), sódio (Na^{+}) e cloreto (Cl^{-}), ratificando a hipótese sobre a grande influência marinha sobre estas amostras.

Nesse contexto, a Figura 36 apresenta o diagrama e a classificação das águas para fins de irrigação de acordo com o Laboratório de Salinidade dos Estados Unidos (USSL), obtido através do *software* Qualigraf (versão 1.17, da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME), em que se pode verificar o risco de salinização do solo a partir do valor da condutividade elétrica, e o risco de

sodificação, com base no valor da Razão de Adsorção de Sódio (RAS), obtido pela relação entre os íons Na^+ , Ca^{+2} e Mg^{+2} (Richards, 1954; Ayers e Westcot, 1976).



Legenda

- LB -0748-18 ◆ LB -0749-18 ● LB -0750-18 ◆ LB -0208-19 ■ LB -0209-19 ▲ LB -0210-19
- ◆ LB -0398-19 ■ LB -0399-19 ▲ LB -0400-19 ● LB -0401-19 ▲ LB -0402-19 ● LB -0403-19

Figura 36: Diagrama de salinidade para classificação de águas de irrigação.

A partir do diagrama da Figura 36, também é possível observar que as mesmas amostras LB-0748-18, LB-0209-19, LB-0401-19 e LB-0403-19 apresentam índices de condutividade elétrica excepcionalmente elevados, representando um alto risco de salinização dos solos caso sejam utilizadas para irrigação.

Segundo Almeida (2010), águas com esse tipo de classificação (C3 e C4) não são apropriadas para irrigação sob condições ordinárias, apenas em circunstâncias muito especiais. Nesse caso, os solos devem ser permeáveis, possuir drenagem

adequada, alcançar boa lixiviação e ainda devem ser selecionadas culturas altamente tolerantes a sais. Com relação ao risco de sódio, ainda de acordo com Almeida (2010), as águas classificadas em S3, S4 e S5 podem produzir níveis tóxicos de sódio trocável na maioria dos solos, sendo que estes necessitarão de práticas de manejo especiais, como boa drenagem, fácil lixiviação e aporte de matéria orgânica. Cabe ressaltar, ainda, que a formação geológica na qual o aquífero encontra-se inserido não agrega condições de confinamento, não havendo, assim, uma proteção natural a esta água, o que a deixa mais suscetível a influências externas como à água do mar e a atividades antrópicas.

Para a obtenção destes valores, as amostras foram analisadas pelo Laboratório de Águas (LabÁguas) da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio), geraram laudos e o resumo destes laudos seguem na Tabela 4.

Diante do exposto, pode-se concluir que as amostras LB-0748-18, LB-0209-19, LB-0401-19 e LB-0403-19, após a análise físico-química, apresentaram altos índices de concentração de íons como Mg^{+2} , Na^{+} , Cl^{-} e sulfato (SO_4^{-2}). Tais parâmetros podem trazer riscos à saúde das pessoas que consomem desta água e, dada a elevada concentração de sólidos totais dissolvidos, dureza e dos íons citados anteriormente - acima dos limites da legislação vigente - as amostras não podem ser classificadas como potáveis.

A amostra LB-0402-19 também não pode ser classificada como potável. Mesmo não apresentando altas concentrações dos íons Mg^{+2} , Na^{+} , Cl^{-} e SO_4^{-2} , a amostra apresenta uma elevada concentração de Ferro (Fe^{+3}), o que confere a esta amostra uma coloração distinta das demais.

Tabela 4: Concentrações iônicas das amostras apresentadas.

Data	Nº	Profundidade do poço (m)	pH a 25°C	Condutividade e a 25°C ($\times 10^{-6}$ mhos cm^{-1})	Sólidos Totais Dissolvidos (mg L^{-1} , calc.)	Bicarbonato em HCO_3^- (mg L^{-1})	Na^+	Mg^{+2}	F^-	Cl^-	SO_4^{-2}	Fe
10/20/2018	LB - 0748-18	2,09	7,62	9080	5758	282	1340	200	< 0,2	2282	271	< 0,05
	LB - 0749-18	5,05	7,57	598	389	162	60,3	7,68	0,075	77	16,9	< 0,05
	LB - 0750-18	9,70	6,83	326	217	75,7	34,1	5,46	0,037	42,3	14	0,250
2/23/2019	LB - 0208-19	4,57	7,45	373	247	106	34,9	4,54	0,120	55,2	10,6	0,028
	LB - 0209-19	3,8	6,83	6440	4087	157	1084	122	0,360	1957	184	0,110
	LB - 0210-19	1,90	8,05	957	616	279	87,3	24	0,200	171	2,9	0,014
6/3/2019	LB - 0398-19	5,00	7,62	472	309	81,4	88,1	4,34	0,650	94,9	3,76	0,240
	LB - 0399-19	4,57	6,92	218	148	33,4	23	2,61	< 0,2	33,4	14,5	0,170
	LB - 0400-19	2,52	7,78	361	239	133	31,1	3,91	0,240	42,1	2,67	0,052
	LB - 0401-19	2,46	7,49	6210	3941	151	1068	149	0,390	1904	211	0,084
	LB - 0402-19	1,80	7,40	628	408	355	34,4	10,8	0,280	38,3	20,6	1,010
	LB - 0403-19	1,70	7,32	8320	5277	148	1491	188	< 0,2	2601	368	0,076

As amostras LB-0749-18, LB-0750-18, LB-0398-19, LB-0399-19 e LB-0400-19 não apresentaram anomalias que fossem possíveis de verificar nos diagramas apresentados. Desse modo, estas águas foram classificadas de acordo com outros parâmetros, também relacionados a sua característica físico-química. Estas águas não apresentam valores elevados de íons como Na^+ , Ca^{+2} ou Cl^- , porém apresentam valores notáveis de flúor (F^-). Com bases nestes resultados, pode-se concluir que tratam-se de águas classificáveis como minerais naturais fluoretadas. A amostra LB-0208-19 também se enquadra nesta classificação, entretanto, foi indicado pelo laboratório que deve haver um tratamento prévio antes do consumo em virtude da coloração aparente da amostra.

Já a amostra LB-0210-19 também apresentou concentrações de F^- . Porém, esta apresenta uma elevada concentração de bicarbonato (HCO_3^-). Desta forma, esta se diferencia das anteriores e pode-se concluir que se trata de uma água classificável como mineral natural fluoretada e bicarbonatada cálcica.

A análise físico-química destas amostras também permitiu a elaboração dos diagramas de Stiff, que foram plotados nos mapas nos locais de origem das amostras e seguem na Figura 37.



Figura 37: Mapa do PARNA de Jurubatiba com destaque para os diagramas de Stiff plotados junto aos pontos de coleta. 1- Vilarejo de Carapebus; 2 – Vilarejo de Joao Francisco; 3 – Vilarejo de Visqueiro.

Cada um dos diagramas é representado em seus devidos vilarejos, de acordo com as Figuras 38, 39 e 40, onde é possível observar com mais detalhes as diferentes concentrações iônicas das amostras. Devido à proximidade do local de coleta das amostras, estas não puderam ser plotadas exatamente no ponto onde foram coletadas e acabaram sendo deslocadas.

O primeiro vilarejo é o de Carapebus, que está representado na Figura 38.

Cada um dos diagramas refere-se a uma amostra e é possível observar alguns padrões. As amostras apresentam feições geométricas semelhantes, com variações apenas nas concentrações de alguns íons. É válido observar que a escala destes diagramas é de, no máximo, 4 miliequivalentes por litro (meq/L).

Os diagramas das amostras LB-0208-19 e LB-0400-19 referem-se às amostras que foram coletadas do mesmo poço de extração em duas execuções de campo distintas, sendo a primeira em fevereiro de 2019 e a segunda em junho de 2019. Ambas apresentam diagramas com uma razoável concentração de Ca^{2+} , entre 3,0 e 2,4 meq/L, e de HCO_3^- , entre 1,8 e 2,4 meq/L, além de baixos teores de SO_4^{2-} e Mg^{+2} . Desta forma, pode-se concluir que se tratam de águas classificáveis como bicarbonatadas cálcicas. Vale destacar que um fator que pode interferir na concentração dos íons presentes nas amostras é a proximidade do poço e da lagoa.

As amostras com maior e menor concentração de íons Cl^- e Na^+ são aquelas que se encontram mais próxima e mais distante do mar, respectivamente, como é possível observar na geometria apresentada pelos diagramas das amostras LB-0398-19 e LB-0399-19.

No vilarejo de João Francisco, foram encontrados muitos empecilhos para a realização do trabalho. Além da desconfiança dos moradores, o vilarejo é o único da região do PARNA abastecido pela Companhia Estadual de Água e Esgoto (CEDAE). Durante a instalação do sistema de distribuição da CEDAE, foi recomendado aos moradores que tamponassem seus poços, uma vez que a captação de água através dos mesmo não seria mais necessária. Devido a essa condicionante, apenas um poço foi encontrado no vilarejo e amostrado neste trabalho, como é possível observar na Figura 39.

Diagrama de Stiff para as amostras do vilarejo de João Francisco



Figura 39: Mapa do vilarejo de João Francisco com o diagrama de Stiff referente a amostra LB-0750-18 no local de onde foi coletada.

Infelizmente, a falta de amostras e de análises impede que uma caracterização regional da água do Aquífero Costeiro neste vilarejo seja realizada. Ainda assim, é possível observar que a amostra LB-750-18 apresenta uma concentração muito baixa de todos os íons presentes na composição do diagrama. Sua geometria é pouco irregular e os íons de maior concentração na amostra são HCO_3^- , Cl^- e Na^+ , com concentrações abaixo dos 1,8 meq/L. De acordo com essas condicionantes, pode-se concluir que trata-se de uma água classificável como bicarbonatada cloretada-sódica.

Visgueiro é o menor dos vilarejos e também é o vilarejo com o maior número de amostras, apresentando seis análises, como é possível observar na Figura 40. Neste vilarejo foram coletadas 3 amostras de um mesmo poço de extração de água, sendo a primeira delas, LB-0748-19, coletada na expedição de 20/10/2018, a segunda, LB-0209-19, coletada na expedição de 23/02/2019 e a terceira, LB-0401-19, coletada na coleta de campo de 03/06/2019.

Das amostras observadas neste trabalho, as deste vilarejo foram as que apresentaram os valores mais significativos para a presença dos íons Cl^- e Na^+ . A geometria das amostras citadas anteriormente e da amostra LB-0403-19 apresentam formato clássico de bigorna, indicando uma alta concentração dos íons que compõem o topo do diagrama (Cl^- e Na^+) e uma concentração muito baixa dos íons que compõem a base do diagrama.

Outro fator que deve ser ressaltado nestas amostras é a escala dos diagramas. Diferentemente dos diagramas dos outros dois vilarejos, este apresenta concentrações que chegam a 80 meq/L. As quatro amostras citadas anteriormente apresentam uma concentração média dos íons Na^+ e Cl^- de, aproximadamente, 48 e 64 meq/L, respectivamente, o que impede que esta água seja consumida.

Diagrama de Stiff para as amostras do vilarejo de Visgueiro

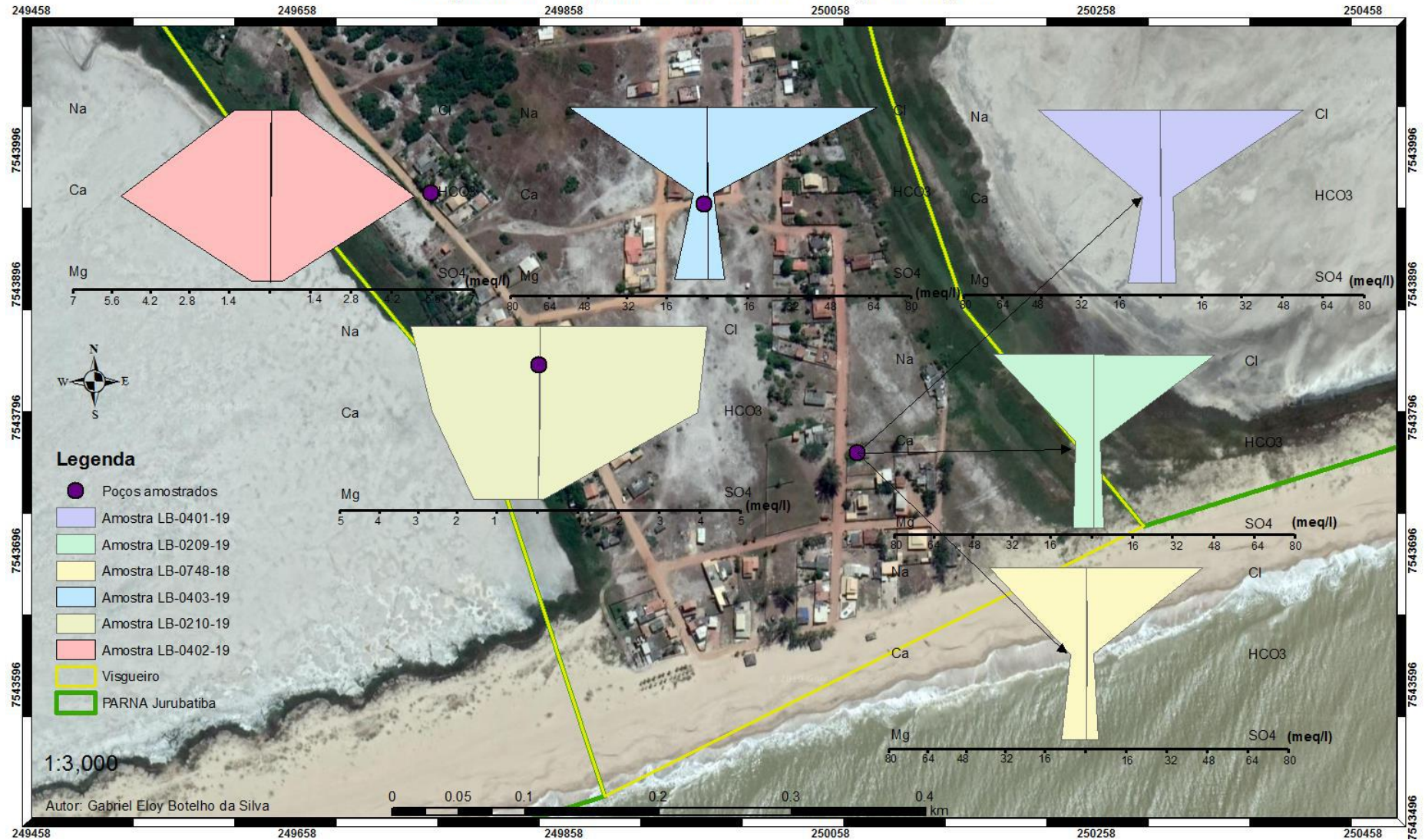


Figura 40: Mapa do vilarejo de Visgueiro com os diagramas de Stiff referentes as amostras LB-0401-19, LB-0209-19, LB-0748-18, LB-0403-19, LB-0210-19 e LB-0402-19 nos locais de onde foram coletadas.

Ao observarmos a geometria e as concentrações iônicas destas amostras, podemos concluir que se tratam de águas classificáveis como cloretadas-sódicas.

As outras amostras LB-0210-19 e LB-0402-19 não apresentam a geometria de bigorna e suas concentrações iônicas são bem menores. A amostra mais afastada do mar, a LB-0402-19, apresenta concentrações elevadas de Ca^+ e HCO_3^- , o que permite classificá-la como bicarbonatada-cálcica. Já a amostra LB-0210-19, apresenta uma concentração mais elevadas de íons se comparada à amostra anterior, com destaque para as concentrações de HCO_3^- , Cl^- e Na^+ . Desta forma, podemos concluir que se tratam de águas classificáveis como bicarbonatadas-cloretadas-sódicas. Outro importante fator relativo a estas amostras é sua proximidade com a lagoa, o que pode interferir nas concentrações dos íons dissolvidos na água.

As amostras podem ser classificadas, então, de acordo com a Tabela 5.

Tabela 5: Classificações das amostras segundo os diagramas de Piper, Schoeller e Stiff.

Amostra / Diagrama	Diagrama de Piper	Diagrama de Schoeller	Diagrama de Stiff
LB -0748-18	Sulfatadas ou cloretadas-sódicas	Cloretada-sódica	Cloretada-sódica
LB -0749-18	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cálcica
LB -0750-18	Bicarbonatada cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cloretada-sódica
LB -0208-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cálcica
LB -0209-19	Sulfatadas ou cloretadas-sódicas	Cloretada-sódica	Cloretada-sódica
LB -0210-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cloretada-sódica
LB -0398-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Cloretada sódica
LB -0399-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cálcica
LB -0400-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cálcica
LB -0401-19	Sulfatadas ou cloretadas-sódicas	Cloretada-sódica	Cloretada-sódica
LB -0402-19	Bicarbonatada-cálcica ou magnésiana	Bicarbonatada-cálcica	Bicarbonatada-cálcica
LB -0403-19	Sulfatadas ou cloretadas-sódicas	Cloretada-sódica	Cloretada-sódica

Outro fator relevante que deve ser apontado é a profundidade dos poços. A amostra LB-0403-19 foi coletada em uma área mais próxima das amostras LB-0210-19 e LB-0402-19 que apresentam concentrações de íons bem diferentes. Um dos possíveis fatores para esta diferença é a profundidade do poço do qual a amostra foi coletada. Neste caso, a amostra LB-0403-19 foi coletada de um dos poços mais profundos desta região. Assim, para obter uma análise melhor e mais precisa a respeito do aquífero, é necessário conhecer seu comportamento em subsuperfície.

Para isso, foram elaborados mapas potenciométricos que levaram em conta os níveis d'água medidos nos poços e as cotas altimétricas dos terrenos, além dos poços de controle onde os níveis estáticos foram observados. Para cada vilarejo foi elaborado um mapa, a começar pelo vilarejo de Carapebus (Figura 41).

Neste mapa, é possível observar que o nível d'água mais elevado encontra-se na cota entre 5,88 e 6,63 m e a cota mais baixa próxima a zero junto ao mar. Também é possível observar que o fluxo de água se dá do continente para o mar, ou seja, da cota mais elevada para a cota mais baixa de nível d'água.

Neste vilarejo foram coletados em campo dados de nível estático de nove poços diferentes. Os dados das cotas altimétricas das lagoas e do mar foram adquiridas através do *software GoogleEarth*.

Também estão representados no mapa os locais de coleta das amostras analisadas através dos diagramas (Figura 38) mostrados anteriormente. Junto a essa informação, é possível observar que as amostras não apresentaram concentrações elevadas de íons que pudessem ser correlacionados à água do mar, o que confirma a hipótese de que o fluxo da água doce está indo em direção ao mar, não apontando para a presença de uma cunha salina no vilarejo. Além disso, é preciso observar a relação do aquífero com a lagoa. Por ser uma lagoa perene, a Lagoa de Carapebus encontra-se em harmonia com o aquífero, de maneira que a água doce presente no sistema é compartilhada entre ambos os meios, o que ajuda a mantê-los com uma disponibilidade hídrica compatível com a da região.

Em relação ao vilarejo de João Francisco (Figura 42), é possível observar que a disponibilidade hídrica é mais restrita. Neste mapa, o nível d'água mais elevado encontra-se na cota entre 6,1 e 5,39 m. O fato das lagoas ao redor do vilarejo serem intermitentes ajuda na percepção da diferença da distribuição e direção do fluxo de água nesta localidade, em que, diferentemente do vilarejo de Visgueiro, a água doce aparenta abastecer as lagoas e deslocar-se no eixo NE-SW.

Neste vilarejo, é possível observarmos a presença de água na mesma cota da água do mar, porém em regiões mais internas do continente, mesmo que os níveis d'água próximos à área onde as amostras foram coletadas sejam mais elevados. É possível observarmos que há uma interação entre as águas doce e salgada no diagrama apresentado na Figura 39. Podemos concluir que a água amostrada neste vilarejo interage com a zona salobra, interface presente entre as águas doce e salgada. Porém, não é possível termos uma dimensão do tamanho deste zona devido à pouca amostragem na localidade, uma vez que apenas um poço teve sua água amostrada e apenas quatro poços tiveram medidas de nível estático da água.

No vilarejo de Visgueiro, observamos uma situação totalmente diferente do que acontece no vilarejo de Carapebus. Foram coletados, em campo, dados de nível estático de onze poços diferentes e, na Figura 43, é possível observar que o nível d'água mais elevado encontra-se na cota entre 4,89 e 4,32 m, bem mais baixa que os anteriores. Também é possível notar que há um zoneamento das áreas mais altas do aquífero, que se encontram isoladas em meio à presença da água salgada. Desta forma, torna-se inevitável que as águas doce e salgada interajam.

Esta interação pode ser observada através dos diagramas da Figura 40, onde temos uma presença muito grande de íons característicos de água salgada, o que deixa claro a presença de uma cunha salina sob o povoado. Apenas a amostra LB-0402-19, mais afastada do mar, apresenta uma concentração iônica que não aparenta ter sido afetada pela interação com a água do mar, o que nos dá uma dimensão do tamanho da cunha salina.

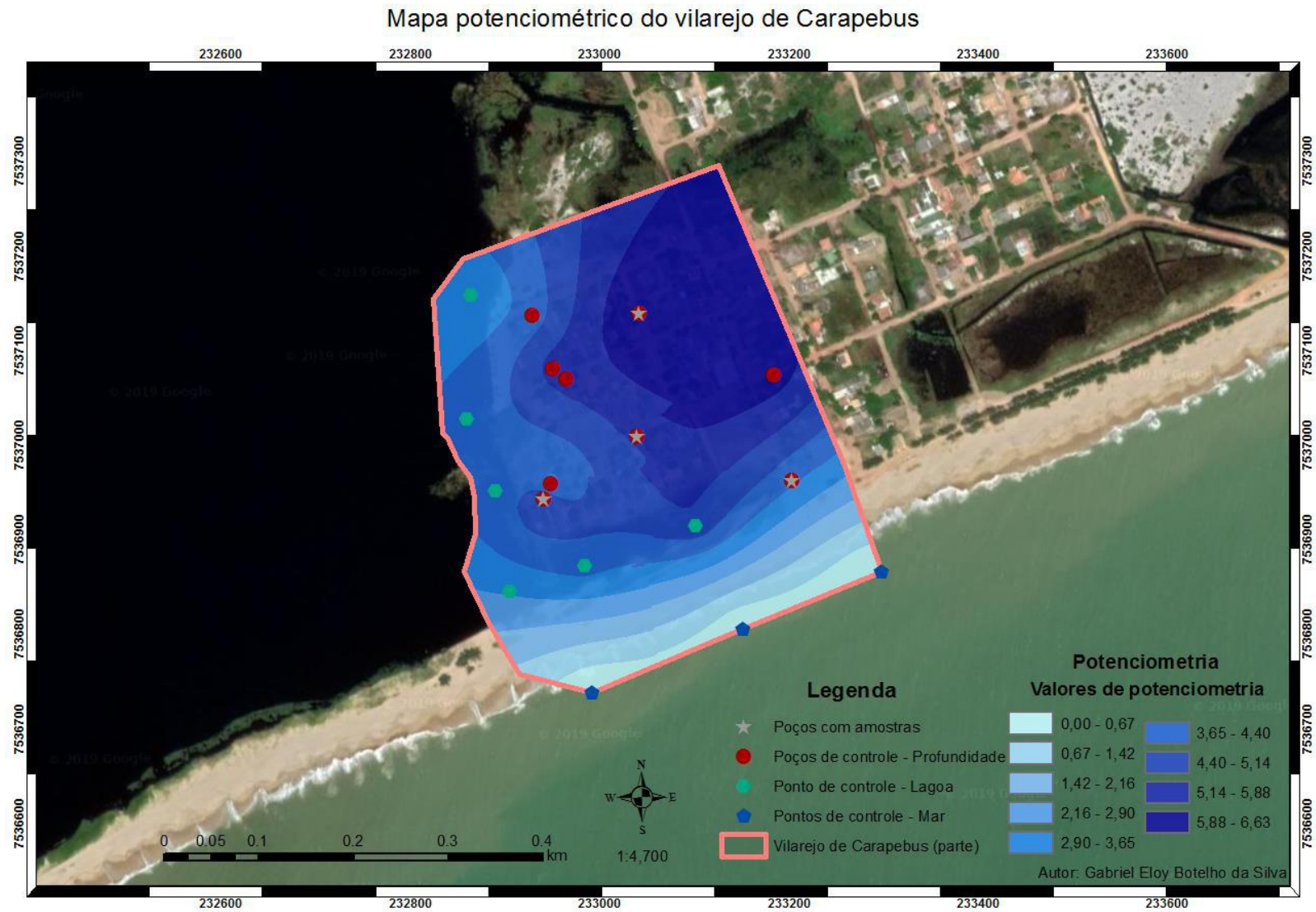


Figura 41: Mapa potenciométrico para o vilarejo de Carapebus.

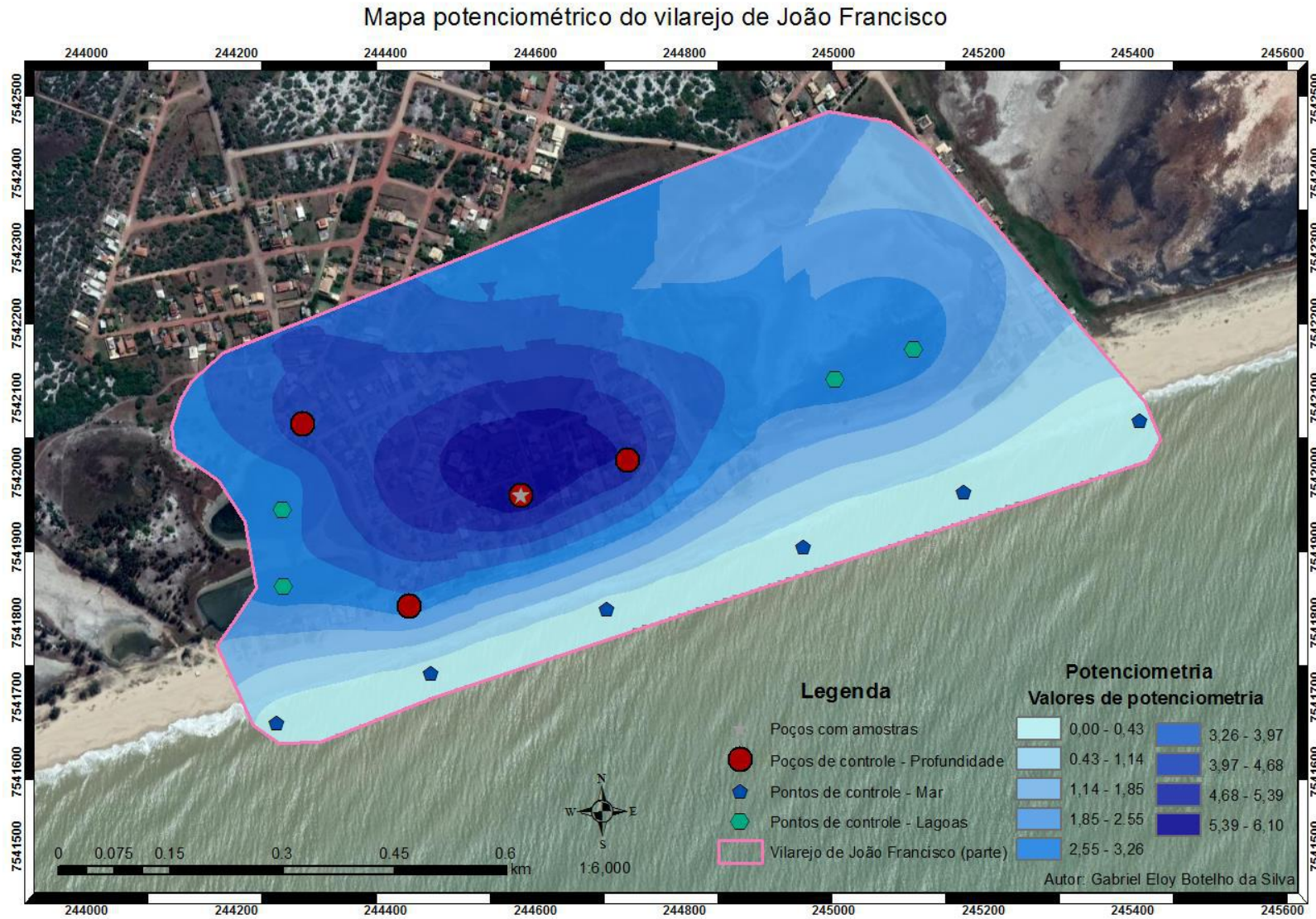


Figura 42: Mapa potenciométrico para o vilarejo de João Francisco.

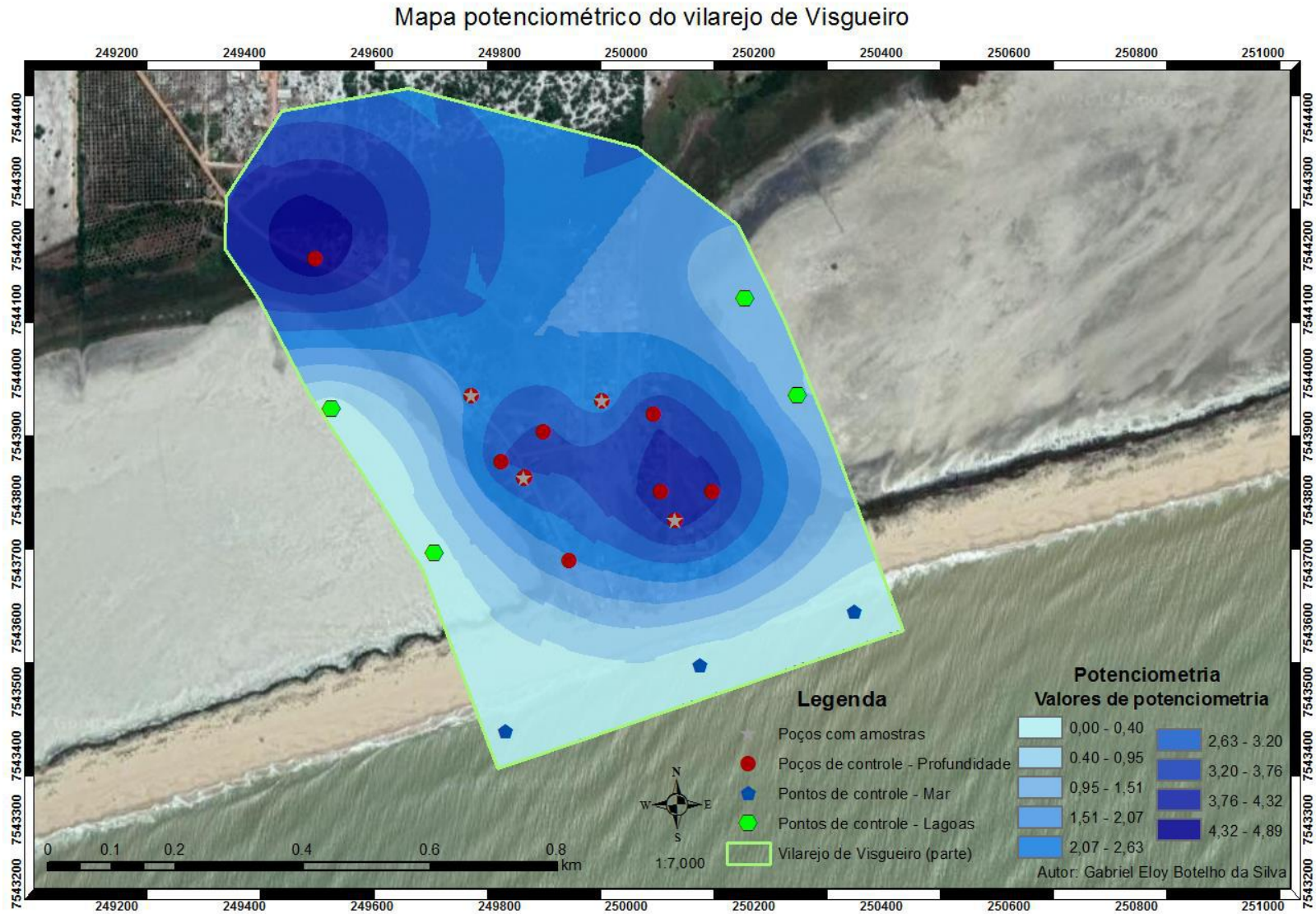


Figura 43: Mapa potenciométrico para o vilarejo de Visgueiro.

Para aperfeiçoamento do modelo conceitual deste aquífero, os dados adquiridos em bibliografia e os dados adquiridos em campo foram aplicados no *software* Visual MODFLOW. Este modelo apresentou algumas falhas durante sua realização, de modo que diversos fatores, como a imprecisão nas cotas altimétricas ou o desnivelamento dos poços de observação, influenciaram no mal funcionamento do simulador. Outro fator que influenciou diretamente na elaboração deste modelo é a possibilidade da presença de mais de uma camada, pela presença de mais de um aquífero na região, o que é observado em alguns pontos.

Mesmo assim, um modelo conceitual foi elaborado para o vilarejo de Visgueiro, pois apresentava o maior número de pontos de medição de nível d'água em poços (Figura 44).

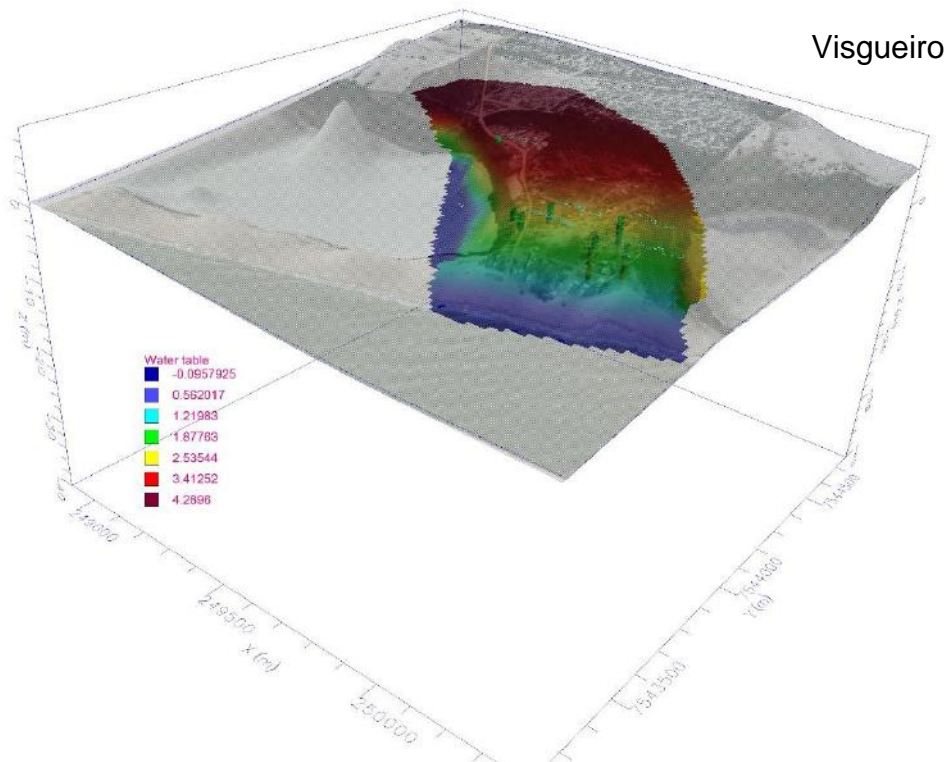


Figura 44: Modelo conceitual processado com o Visual MODFLOW, com os níveis d'água relativos ao Aquífero Costeiro sob o vilarejos de Visgueiro, com exagero vertical de 20%.

Um dos problemas apresentados pelo modelo é a avaliação pelo erro médio quadrático RMS (*Root Mean Square*), que estabelece uma razão entre os valores de carga hidráulica calculada e a observada. O valor máximo aceitável, que garante a confiabilidade do modelo, é de 10%. O valor observado foi de 63%, o que indica que houve alguns problemas estruturais na montagem e na execução deste modelo,

agravados pela imprecisão dos dados de potenciometria e pelo conhecimento incipiente da geometria dos aquíferos locais (camadas ,etc.).

Mesmo não representando a realidade de modo adequado, ainda é possível verificar os mesmos padrões observados anteriormente através dos diagramas e mapas. Desta forma, o modelo também reproduz a distribuição de cargas hidráulicas no aquífero de modo razoavelmente apropriado.

Foi realizada uma seção A-B na coluna 65/100 do modelo para observar as cargas e direção de fluxo. Esta seção está representada na Figura 45. Através dela, é possível verificar que a carga hidráulica em direção ao mar é pequena, de acordo com o tamanho das setas de velocidade presentes no programa. Para a melhor observação da velocidade de fluxo, foi criada uma nova condutividade hidráulica para a camada de baixo, maior do que a condutividade hidráulica encontrada na literatura para a camada mais rasa.

Neste modelo foi utilizada a calibração manual, a fim de encontrar os melhores parâmetros para a realização da simulação. Um maior número de dados de campo com uma precisão igualmente melhor tornariam este modelo mais próximo da realidade, o que se pretende realizar em futuro próximo. Pretende-se também, no trabalho que está sendo elaborado por Stella Vaz em seu mestrado, co-orientadora deste trabalho, aplicar a ferramenta SEAWAT (Guo e Langevin, 2002) para calibração dos dados de salinidade através do modelo de transporte com densidade variável.

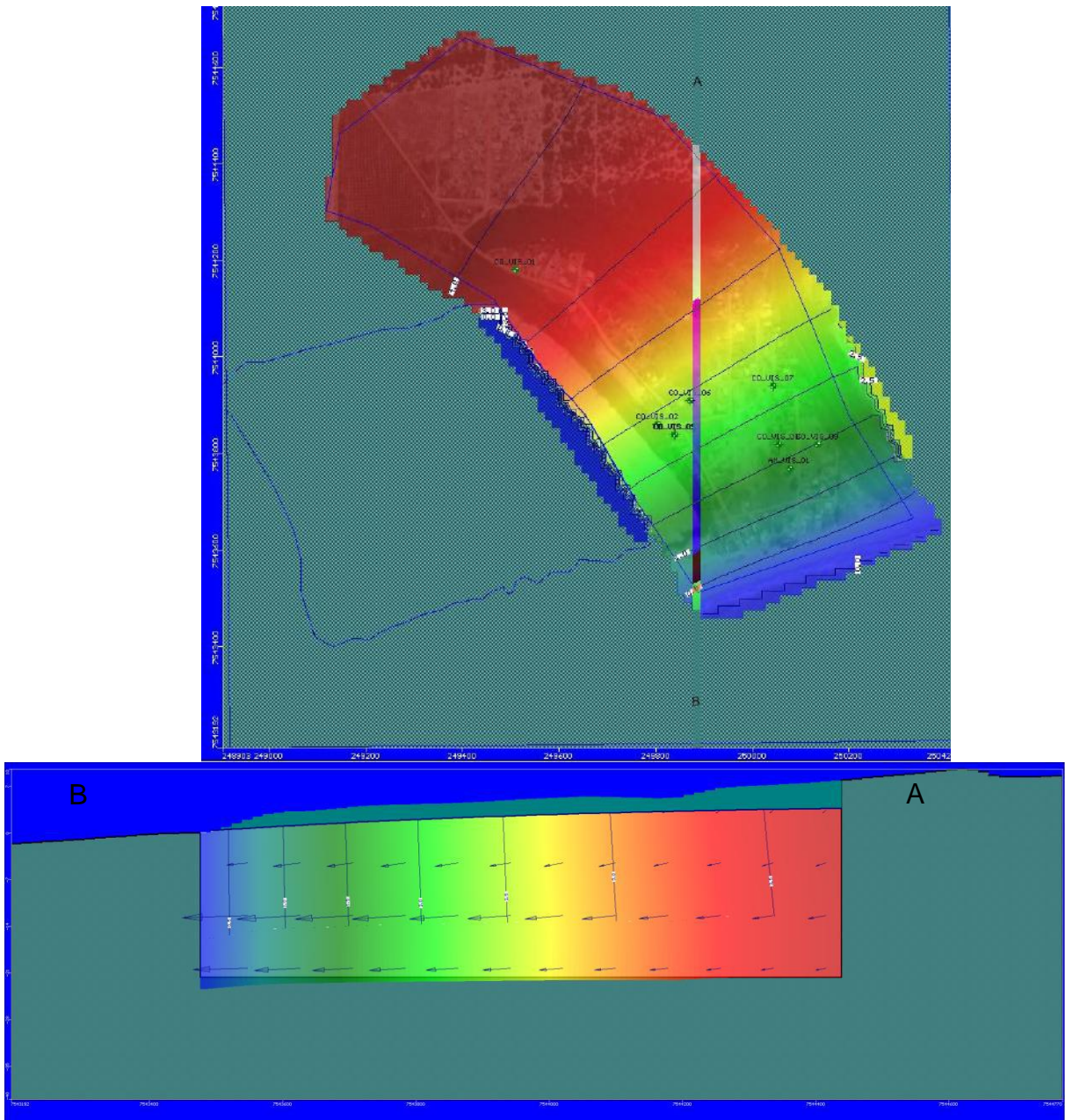


Figura 45: Seção A-B representando a direção de fluxo do aquífero de acordo com a carga hidráulica.

9. CONCLUSÕES

Os diagramas empregados auxiliaram na caracterização hidrogeoquímica da água, uma vez que as amostras apresentaram características iônicas de típicas do ambiente onde encontram-se armazenadas. No caso destas amostras, a caracterização se deu de acordo com a presença maior ou menor da água do mar.

Através dos mapas potenciométricos, foi possível inferir a direção de fluxo da água doce presente no aquífero em cada um dos vilarejos e corroborar as hipóteses adquiridas através dos diagramas.

Sendo assim, é possível observar que as amostras de água do vilarejo de Carapebus não sofrem influência aparente do mar. Já as amostras dos vilarejos de João Francisco e Visgueiro apresentam uma influência direta da interação com a água do mar, mesmo que em proporções diferentes. O nível d'água dos poços de onde as amostras de Visgueiro foram retiradas já está contaminado com a água do mar, tornando essa água um perigo para a saúde daqueles que a consomem.

A execução do modelo matemático aplicado no aquífero, para que se pudesse compreender melhor o seu comportamento e como este interage com o mar, seria outra ferramenta que poderia colaborar com as hipóteses apresentadas. Entretanto, algumas falhas técnicas impossibilitaram a realização plena deste modelo.

Como dito anteriormente, dados imprecisos e desatualizados acabaram influenciando diretamente no funcionamento do modelo, acarretando em uma diminuição de sua confiabilidade. Porém, mesmo com parâmetros imprecisos, foi possível observar uma baixa carga hidráulica nos poços próximos à praia, o que também pode ser um dos fatores que levaram as amostras destes poços a apresentar concentrações iônicas similares à água do mar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. de. O Cráton do Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. In: simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 1981, Salvador. Anais. Salvador: SBG Núcleo Bahia, 1981. p.1-10.
- ALMEIDA, G. M. & SILVA Jr, G. C. Fatores Hidrogeológicos no Estudo da Intrusão Salina em Aquíferos Costeiros da Região Litorânea do Município de Maricá – RJ. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, 2007
- ALMEIDA, J.C.H.; DIOS, F.R.B; SOUZA, D.M; MARTINS, P.; Costa, M.; Azevedo, R.; ANDRADE, E.S.; CARVALHO, F.H.; RODRIGUES, G.; FRAIFELD, F.; SHMITT, R.S.; SILVA, I.H.; GUIMARÃES, P.V.; SILVA, F.L.; PALERMO, N.; PEREIRA, R.M. Mapa geológico da folha Macaé. Rio de Janeiro, CPRM, escala 1:100.000. 2009. CPRM, 2001
- ALMEIDA, O. A. Qualidade da água de irrigação. EMBRAPA Mandioca e Fruticultura. Cruz das Almas-BA. 2010.
- ANDERSON, M. P., WOESSNER, W. W. Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport. San Diego: Academic Press. 1992.
- ANDRADE, M. C.; ALBUQUERQUE FILHO; J. L.; LEITE; C. B. B.; BRAGA, A. C. O.; CARVALHO, A. M.; FERREIRA, A. L. Avaliação da vulnerabilidade à Contaminação dos Aquíferos Costeiros pela Intrusão Salina em Trecho da Orla de Fortaleza, CE, Brasil. Revista Águas Subterrâneas, 2012.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews, n.25, p.486–506.
- ARAUJO, D.S.D.; SCARANO, F.R.; KURTZ, B.C.; ZALUAR, H.L.T.; MONTEZUMA, R.C.M. & OLIVEIRA, R.C. 1998. Comunidades vegetais do Parque Nacional de Restinga de Jurubatiba. In ESTEVES, F.A. (ed.). Ecologia das lagoas costeiras do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba e do município de Macaé. Rio de Janeiro: NUPEM-UFRJ, p.37-62.
- BASTOS A.C. 1997. Análise morfodinâmica e caracterização dos processos erosivos ao longo do litoral norte fluminense, entre Cabiúnas e Atafona. Dissertação de

- Mestrado. Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, 133 p.
- BASTOS, G. Bacia de Campos: Sumário Geológico e Setores em Oferta. ANP - Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, 2015
- BETTÚ, D. F.; FERREIRA, F. J. F. Modelos da superfície potenciométrica do Sistema Aquífero Caiuá no noroeste do estado do Paraná: comparação entre krigagem ordinária e krigagem com tendência externa do modelo numérico do terreno. *Águas Subterrâneas*, v. 19, n. 2, 2005.
- BONOTTO, D. M.; MANCINI, L. H. Estudo hidroquímico e isotópico dos aquíferos de Rio Claro (SP). *Geochimica Brasiliensis*, v. 6, n. 2, p. 153-167. 1.992
- BRASIL. Ministério da Saúde. Gabinete do Ministro. Portaria Nº 2.914, de 12 de dezembro de 2011. *Diário Oficial da União*. 2011.
- BRÊDA, T. C. 2012. Análise multiescalar da Formação Barreiras na área emersa da bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ). (Dissertação de Mestrado, Depto. Geologia – IGEO/UFRJ). 117p.
- CALIMAN, A., CARNEIRO, L.S., SANTANGELO, J.M., GUARIENTO, R.D., PIRES, A.F.P, SUHETT, A.L., QUESADO, L.B., SCOFIELD, V., FONTE, E.S., LOPES, P.M., SANCHES, L.F., AZEVEDO, F.D., MARINHO, C.C., BOZELLI, R.L., ESTEVES, F.A. & FARJALLA, V.F. 2010. Temporal coherence among tropical coastal lagoons: a search for patterns and mechanisms. *Brazilian Journal of Biology* 70(3): 803-814
- CALLIARI, L. J.; MUEHE, D.; HOEFEL, F. G.; TOLDO, E. 2003. Morfodinâmica Praial: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, n.51, p.63-78.
- CAPUCCI, E. B. 2003. Água Subterrânea na Baixada Campista. I Simpósio de Hidrogeologia do Sudeste. Petrópolis, RJ. Anais. ABAS.
- CAPUCCI, E., MARTINS, A. M., MANSUR, K.L., MONSORES, A.L.M. Poços tubulares e outras captações de água subterrânea – Orientação aos usuários – Rio de Janeiro- RJ, 2001.
- CETESB. Disponível em: <http://www.cetesb.sp.gov.br/userfiles/file/agua/aguas-superficiais/aguas-interiores/variaveis/aguas/variaveis_quimicas/cloreto.pdf>. Acessado em 25 de junho de 2019 às 02h.
- CHANG H.K., MIRANDA F.P., MAGALHÃES L., ALKMIM F. F. 1988. Considerações sobre a evolução tectônica da bacia do São Francisco. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Anais, 5:2076-2090.

- CIDE, Fundação de Informação e Dados do Rio de Janeiro. 1997. Território, Rio de Janeiro. 80p
- CÓDIGO DE ÁGUAS MINERAIS (Decreto-Lei nº 7841, de 08 de agosto de 1945). Diário Oficial da União. 1945.
- CPRM SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Rio de Janeiro: geologia, geomorfologia, geoquímica, geofísica, recursos minerais, economia mineral, hidrogeologia, estudos de chuvas intensas, solos, aptidão agrícola, uso e cobertura do solo, inventário de escorregamentos, diagnóstico geoambiental. Rio de Janeiro: CPRM: Embrapa Solos; 2001.
- CRUZ, A. Estudo de processos de salinização de aquíferos no litoral leste do estado do Rio de Janeiro: modelagem hidrogeoquímica e avaliação de vulnerabilidade à intrusão marinha. Anuário do Instituto de Geociências, v. 29, n. 2, p. 279-279, 2006.
- CUSTODIO, E., 1987. Groundwater problems in coastal áreas. Capítulo 2, UNESCO, Belgica, ISBN: 92-3-102415-9.
- CUSTÓDIO, E., LLAMAS, M. R. Hidrología subterránea. 2. Ed. Barcelona: Omega, 1983. 2v.
- DA ROCHA, M. M.; YAMAMOTO, J. K.; DA NÓBREGA FONTELES, H. R. Cokrigagem ordinária versus krigagem com deriva externa: aplicações para a avaliação do nível potenciométrico em um aquífero livre. Geologia USP. Série Científica, v. 9, n. 1, p. 73-84, 2009.
- DANTAS, M. E.; SHINZATO, E.; MEDINA, A. I. M.; SILVA, C. R.; PIMENTEL, J.; LUMBRERAS, J. F.; CALDERANO, S. B.; CARVALHO FILHO, A. Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro. In: OFICINA INTERNACIONAL DE ORDENAMENTO TERRITORIAL MINEIRO, CIENCIA Y TECNOLOGIA PARA EL DESAROLLO COOPERACION IBERO-AMERICANA, 1., 2005, Rio de Janeiro. [Anais...] Rio de Janeiro: [s.n.], 2005. 1 CD-ROM. Sessão 4. 35 p. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/artigo_geoambientalRJ.pdf>. Acesso em: 28 de junho de 2019 às 22h.
- DE LUCENA, L. F.; DA ROSA FILHO, E. F.; BITTENCOURT, A. V. L. A potenciometria do Aquífero Barreiras no setor oriental da bacia do Rio Pirangi-RN e considerações sobre a relação com mananciais superficiais. Águas Subterráneas, v. 18, n. 1, 2004.
- DIAS, G.T.M. & GORINI, M.A. 1980. A baixada campista. Estudo morfológico dos ambientes litorâneos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Santa Catarina, 1980. Resumos, Santa Catarina, SBG, p.588-602.

- DIAS, G.T.M. 1981. O complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro). In: SUGUIO K.; DE MEIS, M.R.M.; TESSLER, M.G. (Org.) Atlas IV Simpósio do Quaternário no Brasil, Publicação Especial –2 (CTCQ/SBG), Rio de Janeiro, p.58–88.
- DOMINGUEZ J.M.L., BITTENCOURT A.C.S., MARTIN L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 11: 227-237.
- FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. *Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações*. 2ª edição. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2000.
- FERNANDEZ, G. B.; DA ROCHA, T. B. 2015. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 2.
- FERREIRA, C.E.O. 1999. Mapeamento e qualificação das coberturas inconsolidadas aplicados ao planejamento territorial da escala 1:250.000 folha Macaé, estado do Rio de Janeiro. 61 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.
- FOLHARINI, S. DE O.; FURTADO, A. L. DOS S. Caracterização morfopedológica do Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba e sua zona de amortecimento terrestre. In: VI Congresso Iberoamericano de Estudios Territoriales y Ambientales, 2014, São Paulo. Anais...São Paulo, FFLCH/USP, 2014, p. 2960 – 2980, ISBN 978-85-7506-231-9.
- FREEZE, R. A.; CHERRY, J. A. *Groundwater*. Prentice Hall, Inc. Engewood Cliffs, 1979.
- FUNDAÇÃO COPPETEC/Laboratório de Hidrologia e Estudos de Meio Ambiente. Elaboração do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado do Rio de Janeiro: R7 – Relatório Diagnóstico (versão final) Rio de Janeiro: INEA/SEA, mar. 2014. Disponível em: <<http://www.inea.rj.gov.br/cs/groups/public/documents/document/zwew/mdgz/~edis/p/inea0083953.pdf>> Acesso em: 25 de abril de 2019 às 17h.
- GIMÉNEZ-FORCADA, E. 2010. Dynamic of seawater Interface using Hydrochemical Facies Evolution Diagram (HFE-D). *Groundwater* 48, 2:212–216. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2009.00649.x

- GUO, W.; LANGEVIN, C. D. User's guide to SEAWAT; a computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow. 2002.
- GURGEL, G. J. B. et al. Avaliação da Possibilidade da Intrusão Salina na Planície do Recife em Pernambuco. XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. (2004).
- HEM, J. D., 1985. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 3ª edição
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. 2004. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; C. DAL RÉ CARNEIRO, C.; BRITO NEVES, BB (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Editora Beca, p. 203-235.
- INSTITUTO CHICO MENDES DE CONSERVAÇÃO DA BIODIVERSIDADE (ICMBio). PARNA Jurubatiba. Quem somos. Macaé. Disponível em: <<http://www.icmbio.gov.br/parnajurubatiba/quem-somos.html>>. Acesso em: 17.05.2019.
- ISAACS, E. H.; SRIVASTAVA, R.M. An Introduction to Applied Geostatistics. NY: Oxford University Press, Inc., 1989.
- JAKOB, A. A. E. A krigagem como método de análise de dados demográficos. IN: Encontro Nacional da Associação Brasileira de Estudos Populacionais. Anais, p. 1-21, 2002.
- LAMEGO, A.R. 1955. Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim nº 154, DNPM, Rio de Janeiro.
- LANGEVIN, C. D. et al. 2008. SEAWAT Version 4: A computer program for simulation of multi-species solute and heat transport. U. S. Geological survey Techniques and Methods Book 6, Chapter A22, 39p.
- MACHADO, G. M. V. 2007. Análise morfo-sedimentar da praia, antepraia e plataforma continental interna da linha de costa do Parque Nacional de Jurubatiba- RJ. (Dissertação de mestrado em geografia) Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 177p.
- MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J.M., DOMINGUEZ J.M.L., AZEVEDO A.E.G. 1984. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: Anais... Congresso Brasileiro de Geologia, 33:84-97.

- MARTIN, L.; SUGUIO K.; FLEXOR J.M.; AZEVEDO A.E.G. 1988. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Brasília, DNPM, n. 28. 40 p. 2 mapas (Série Geológica).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. & FLEXOR, J. M. 1993. As Flutuações do Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de “Deltas” Brasileiros. Boletim IG-USP, Publicação Especial, 15, 186p.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. 1997. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM Serviço Geológico do Brasil. 112p.
- MARTINS, A. M. Modelo Conceitual De Funcionamento Dos Aquíferos Sedimentares Da Porção Emersa Da Bacia De Campos. 2015. Tese de Doutorado. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS.
- MARTINS, A. M., CAPUCCI, E., CAETANO, L. C., CARDOSO, G.; BARRETO, MONSORES A. B. C. A. L. M., Leal, A. S; Viana, P. XIV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas. Curitiba. 2006.
- MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bull, 85(11):1903-1924
- MENDES, J.C. 1984. Elementos de Estratigrafia. São Paulo: Quercus.
- MENEZES Jr. Calibração de um Modelo de Fluxo Subterrâneo para a Região Metropolitana de Maceió. Monografia – Engenharia Ambiental e Sanitária – UFAL. 2011.
- MORAIS, R.M.O. 2001. Estudo faciológico da Formação Barreiras na região entre Maricá e Barra de Itabapoana, estado do Rio de Janeiro. 2001. 113 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MORAIS, R.M.O.; MELLO, C.L.; COSTA, F.O.; SANTOS, P.F. 2006. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. Geologia USP (Série Científica), v. 6, n. 2, p. 19-30.
- MUEHE D. 2001. Geomorfologia Costeira. In: Cunha S.B., Guerra A.J.T (Org). Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 6.

- MUEHE D. 2004. Definição de limites e tipologias da orla sob aspectos morfoodinâmico e evolutivo. In: Ministérios do Meio Ambiente e do Planejamento, Orçamento e Gestão. Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão, Brasília: MMA e MPO, p.13-32.
- MUEHE, D. e VALENTINI, E. 1998. O litoral do estado do Rio de Janeiro: uma caracterização ambiental. 1 ed. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998. 99p.
- OLIVEIRA, A. M. de. Modelagem do avanço da cunha salina em sistema aquífero costeiro. 2016. 72 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento) – Centro de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2016.
- PINHO, U. F. 2003. Caracterização do estado do mar na Bacia de Campos. (Dissertação de Mestrado). COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 145p.
- RANGEL, H.D.; MARTINS, F.A.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ F. J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.8, n.1, 1994, p.203-217.
- REIS, E. G.; ASMUS, P. J.; CASTELLO, L. J. & CALLIARI, L. J. 1999. “Building human capacity on coastal and ocean management – implementing the Trail-Sea CosatProgramme in Brazil”. In: Ocean & Coastal Management, 42, pp. 211-228
- Richards, L.A. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Washington, D.C: United States Salinity Laboratory, 1954. 160p. (United States Department of Agriculture Handbook).
- ROCHA, T. B. A planície costeira meridional do complexo deltáico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio. (Tese de doutorado). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 178p. 2013.
- ROCHA, T.B.; FERNANDEZ, G.B.. Morfoestratigrafia E Radarfácies Das Barreiras Regressivas Em Quissamã (RJ). Revista Geonorte, [S.l.], v. 5, n. 15, p. 115 - 119, dez. 2014. ISSN 2237-1419. Disponível em: <<http://www.periodicos.ufam.edu.br/revista-geonorte/article/view/1339>>. Acesso em: 26 jun. 2019.
- SANTOS, A. C. 1997. Noções de Hidroquímica. In: Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Coordenadores: Fernando Antônio Carneiro Feitosa / João Manoel Filho. Fortaleza. CPRM / LABHID – UFPE. 1ª Ed.

- SANTOS, A. C. Noções de Hidroquímica. In: Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Coordenadores: Fernando Antônio Carneiro Feitosa / João Manoel Filho. Fortaleza. CPRM / LABHID – UFPE. 1ª Ed., 1997.
- SILVA C.G., PATCHINEELAM S.M., NETO J.A.B., PONZI V.R.A. 2004. Ambientes de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: Neto J.A.B., Ponzi V.G.A., Sichel S.E. (Eds.). Introdução à Geologia Marinha. Interciência, Rio de Janeiro, 175-218p.
- SILVA JÚNIOR, G. C.; Lowsby, M.; Alves, M.G.; Rocha, P. F.; Monteiro, A. C.; Almeida, R. R. 2000 A problemática da intrusão marinha nos aquíferos costeiros do leste fluminense: um estudo de caso - a Região Oceânica de Niterói. In: Congresso Mundial Integrado De Águas Subterrâneas, 2000, Fortaleza - CE. Anais do Congresso Mundial Integrado de Águas Subterrâneas. 2000
- SILVA, C. G. 1987. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SILVA, L.C. & CUNHA, H.C.S. 2001. Geologia do estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM. CD-ROM.
- SILVA, M.A., CAMOZZATO, E., PAES, V.J.C., JUNQUEIRA, P.A. & RAMGRAB, G.E. 2004. Folha SF.24-Vitoria. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B. & JESUS, J.D.A. DE, (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de Informações Geográficas - SIG, Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM. CD-ROM.
- SILVEIRA, J. D. 1964. Morfologia do litoral. In: Azevedo, A. (ed.), Brasil: a terra e o homem. Vol. 1. São Paulo. Cia. Editora Nacional. p. 253-305.
- SOUZA M.H.S. 1988. Clima de ondas do norte do estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Engenharia Oceânica, Universidade Federal do Rio de Janeiro/ COPPE, 181p.
- SOUZA, C.R.G.; SOUZA, FILHO P.W.M.; ESTEVES, L.S.; VITAL, H.; DILLEMBURG, S.R.; PATCHINEELEM, S.M.; ADDAD, J.E. 2005. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S; OLIVEIRA, P.E. Quaternário do Brasil. Editora Holos, Ribeirão Preto. Capítulo 7, p.130-152.
- SUGUIO K., MARTIN L., BITTENCOURT A.C.S.P., DOMINGUEZ J.M.L., FLEXOR J.M., AZEVEDO A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o

- quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:275-286, n. 4.
- SUGUIO, K. 1992. *Dicionário de Geologia Marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol*. 15 ed. São Paulo: T.A. Queiroz. 171 p
- SUGUIO, K.; ANGULO, R.J.; CARVALHO, A.M.; CORRÊA, I.C.S.; TOMAZELLI, L.J.; WILLWOCK, J.A.; VITAL, H. 2005. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. *Quaternário do Brasil*. Holos Ed., Ribeirão Preto.
- TOOD, D. K. *Hidrologia águas subterrâneas*. Rio de Janeiro: Editora Edgard Blücher Ltda., 1967.
- UNESCO. A. *Groundwater Resources Sustainability Indicators IHP*. VI Series on Groundwater Nº 14 Published in 2007 by the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization 7, Place de Fontenoy, 75352 Paris 07 SP (France). Composed by Marina Rubio, 93200 Saint-Denis, 2007
- VILELA, P. C. 2015 Aspectos faciológicos e estratigráficos das formações Emborê e Barreiras no testemunho do poço 2-JU-1-RJ– Quissamã (RJ), área emersa da Bacia de Campos. In: Programa de Pós-graduação em Geologia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. p. 42.
- WATERLOO. *Curso: Modelagem Matemática de Fluxo e Transporte em Águas Subterrâneas. Teoria e Prática de Aplicações Usando MODFLOW, MT3D, SEAWAT, MGO & WinPEST*. Volume 2 – Exercícios. Waterloo Training Course Series. Belo Horizonte, Minas Gerais. 2006
- WINTER, W.R.; JAHNERT, R.J.; FRANÇA, A.B. Bacia de Campos. In: MILANI, E. J. (coord.); RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M.; PESSOA NETO, O.C. *Cartas Estratigráficas*. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 511-529, maio/nov. 2007.
- ZHENG, C.; WANG, P. P. *MT3DMS: A Modular Three-Dimensional Multispecies Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion, and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems; Documentation and User's Guide*. USA army Corps of Engineers, Engineer Research and Development Center. Contract Report SERDP-99-1. December, 1999.