

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

MANUEL EDUARDO MILLER

**Análisis de la Hidroconectividad del Continuo Fluvial-Marino del
Bajo Río Doce (ES, Brasil) por Medio de Geotecnologías**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL UNIVERSIDADE FEDERAL
DO ESPÍRITO SANTO

Vitoria
2022

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de
Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

M649a Miller, Manuel Eduardo, 1977-
Análisis de la hidroconectividad del continuo fluvialmarino del Bajo
Río Doce (ES, Brasil) por medio de geotecnologías / Manuel Eduardo
Miller. - 2022.
229 f.

Orientador: Gilberto Fonseca Barroso.
Tese (Doutorado em Oceanografia Ambiental) -
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências
Humanas e Naturais.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Geociências. 3. Controle de
qualidade da água. 4. Modelos matemáticos. 5. Poluentes. 6.
Ecossistemas. I. Fonseca Barroso, Gilberto. II. Universidade
Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências Humanas e
Naturais. III. Título.

CDU: 55



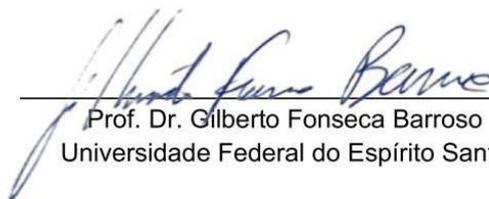
UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Centro de Ciências Humanas e Naturais
Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental

TESE DE DOUTORADO

**“ANÁLISIS DE LA HIDROCONECTIVIDAD DEL CONTINUO FLUVIAL-MARINO DEL
BAJO RÍO DOCE (ES, BRASIL) POR MEDIO DE GEOTECNOLOGÍAS”**

por

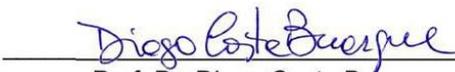
Manuel Eduardo Miller



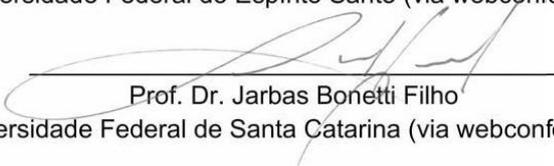
Prof. Dr. Gilberto Fonseca Barroso
Universidade Federal do Espírito Santo

Prof. Dr. Fabian Sá
Universidade Federal do Espírito Santo (via webconferência)

Profa. Dra. Mônica Maria Pereira Tognella
Universidade Federal do Espírito Santo (via webconferência)



Prof. Dr. Diogo Costa Buarque
Universidade Federal do Espírito Santo (via webconferência)



Prof. Dr. Jarbas Bonetti Filho
Universidade Federal de Santa Catarina (via webconferência)

Vitória, 04 de novembro de 2022





UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

PROTOCOLO DE ASSINATURA



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria NFES nº 1.269 de 30/08/2018, por
GILBERTO FONSECA BARROSO - SIAPE 1172734
Departamento de Oceanografia e Ecologia - DOE/CCHN
Em 07/11/2022 às 09:01

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/598340?tipoArquivo=O>



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

PROTOCOLO DE ASSINATURA



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria NFES nº 1.269 de 30/08/2018, por
DIOGO COSTA BNAQNE - SIAPE 1042788
Departamento de Engenharia Ambiental - DEA/CT
Em 10/11/2022 às 12:57

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/601198?tipoArquivo=O>



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

PROTOCOLO DE ASSINATURA



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria UFES nº 1.269 de 30/08/2018, por
MONICA MARIA PEREIRA TOGNELLA - SIAPE 1545489
Departamento de Ciências Agrárias e Biológicas - DCAB/CEUNES
Em 21/11/2022 às 17:53

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/607936?tipoArquivo=O>



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO

PROTOCOLO DE ASSINATURA



O documento acima foi assinado digitalmente com senha eletrônica através do Protocolo Web, conforme Portaria UFES nº 1.269 de 30/08/2018, por FABIAN SA - SIAPE 3015950
Departamento de Oceanografia e Ecologia - DOE/CCHN
Em 25/11/2022 às 14:01

Para verificar as assinaturas e visualizar o documento original acesse o link:
<https://api.lepisma.ufes.br/arquivos-assinados/611063?tipoArquivo=O>

Documento assinado digitalmente conforme descrito no(s) Protocolo(s) de Assinatura constante(s) neste arquivo, de onde é possível verificar a autenticidade do mesmo.



MANUEL EDUARDO MILLER

Análisis de la Hidroconectividad del Continuo Fluvial-Marino del Bajo Río Doce (ES, Brasil) por Medio de Geotecnologías

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia Ambiental.

Orientador: Prof. PhD Gilberto Fonseca Barroso

Vitoria
2022

Agradecimientos

Muchas gracias a las entidades que dieron la posibilidad para la realización de este trabajo: Organización de los Estados Americanos (OEA), el Grupo Coimbra de Universidades Brasileiras (GCUB) y CAPES (Agencia Federal para el Fortalecimiento de las Capacidades de Posgrado) por la beca del Programa de Alianzas para la Educación y la Capacitación OEA-GCUB. Al Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES) en especial al laboratório LIMNOLAB por brindarme el espacio físico para el trabajo cotidiano. También a PROAP-UFES, por el apoyo financiero para la realización de estudios de campo. Un especial agradecimiento a mi orientador Gilberto, quien siempre aportó razonamientos para profundizar en el conocimiento, permitiéndome un gran crecimiento como investigador.

Resumen

El Bajo Río Doce (ES, Brasil) conforma un sistema hidrográfico complejo compuesto por diferentes ecosistemas acuáticos que desde su génesis fueron influenciados por procesos geológicos, climáticos, hidrológicos y antrópicos, conformando un continuo acuático fluviomarino, desde la cuenca alta, hasta la desembocadura del río en el mar. En este trabajo se analizan espacial y temporalmente aspectos que definen la hidroconectividad de los ecosistemas acuáticos en relación a la topografía de cuenca fluvial, la variabilidad espacial de los cuerpos de agua, tanto permanentes como transitorios. A lo largo del continuo fluviomarino se identifican la presencia de filtros fluviales naturales como antrópicos y su rol en el transporte/trasformación de materiales en particular en la cuenca baja del río. Se consigue mapear los cuerpos de agua permanentes y transitorios con una resolución espacial de 10 m y una precisión global mayor al 93%, a partir de clasificaciones supervisadas de datos satelitales de radar de apertura sintética (SAR). Tres eventos de elevado caudal, proporcionan información acerca del aporte de materiales del río a la planicie costera, estos fueron evaluados particularmente en fechas donde las condiciones atmosféricas no permiten obtener datos provenientes de sensores ópticos. También se logró detectar y mapear el comportamiento espaciotemporal del sistema de humedales, a partir de clasificaciones multitemporales no supervisadas de datos SAR, en relación a los pulsos de inundación y sequía, con una precisión global del 81,9%. Por su parte, se construye un modelo semiempírico que mide la turbidez del agua superficial con una precisión del 92% utilizando como insumo datos satelitales multiespectrales, ajustados con datos de turbidez sincrónicos obtenidos *in situ*. Este modelo se emplea en diferentes fechas para el cauce del río, lagos, lagunas, humedales y la pluma estuarina, después de la ruptura de la represa de Fundão en Mariana (MG), cuenca alta del Río Doce, de la compañía minera Samarco S.A., que libereó 34 millones de m³ de desechos mineros al sistema fluviomarino. Para contextualizar los resultados obtenidos a lo largo del estudio, fueron incorporadas al análisis variables hidrometeorológicas como precipitación y viento. También se sumaron variables hidrológicas, como el caudal y nivel fluvial.

Palabras Clave: Continuo fluvio-marino, Hidroconectividad, Filtros fluviales, Humedales, Turbidez, Geotecnologías.

Abstract

The Lower Doce River (ES, Brazil) forms a complex hydrographic system composed of different aquatic ecosystems with its genesis influenced by geological, climatic, hydrological, and anthropogenic processes, forming a fluvio-marine continuum from the upper basin to the mouth. In this work, spatial and temporal aspects that define the hydroconnectivity of aquatic ecosystems are analyzed concerning the river basin topography and the spatial variability of permanent and transitory water bodies. Along the fluvio-marine continuum, natural and anthropogenic river filters were investigated for their role in the transport/transformation of materials in the lower river basin. Permanent and transitory water bodies were mapped with supervised classifications of synthetic aperture radar (SAR) satellite data with a spatial resolution of 10 m and an overall accuracy greater than 93%. These results allowed evaluation of temporal changes for three high-flow events, providing information about the contribution of river materials to the coastal plain, particularly at dates where atmospheric conditions do not allow obtaining data from optical sensors. The spatiotemporal behavior of the wetland system was also detected and mapped with unsupervised multitemporal classifications of SAR data concerning flood and drought pulses, with an overall accuracy of 81.9%. A semiempirical model for measuring surface water turbidity, with an accuracy of 92%, was created using multispectral satellite data as input and adjusted with synchronous *in situ* turbidity data. This model was applied on different dates for the river water, lakes, and the estuarine plume after the Fundão fluvio-marine system. Hydrometeorological variables such as rainfall, wind, river flow, and fluvial level were incorporated into the analysis to contextualize the results obtained throughout the study.

Keywords: Fluvio-marine continuum, Hydroconnectivity; Fluvial filters, Wetlands. Water clarity, Geotechnologies.

Índice de Tablas

Tabla 2.1- Características de los datos del sensor OLI	72
Tabla 2.2- Principales características de la planicie costera Cuaternaria	82
Tabla 2.3- Pendientes encontradas en la CRD (Fuente Coelho, 2007)	84
Tabla 2.4- Caracterización de los filtros fluviales de la Cuenca del río Doce	85
Tabla 3.1- Frecuencias típicas de los SAR y sus potenciales aplicaciones para zonas costeras continentales. Adaptado de Ottinger & Kuenzer (2020)	97
Tabla 3.2- Datos satelitales utilizados para el procesamiento y su respectiva condición de caudal y nivel del río	112
Tabla 3.3- Características de los datos MSI	115
Tabla 3.4- Superficie de las áreas inundadas temporalmente para cada fecha y las respectivas condiciones de caudal, nivel (estación Colatina 56994510) y precipitaciones (estación Linhares Cais do Porto 1940004)	135
Tabla 3.5- Resultados de las matrices de confusión de las clasificaciones supervisadas	136
Tabla 4.1- Resultados de la prueba de muestras relacionadas	154
Tabla 4.2- Matriz de confusión de la clasificación de K-medias.	159
Table 5.1- Number of samples (n), median (x), and minimum and maximum (in parenthesis) values of PMBA surface water column from February 2018 to March 2020: Secchi disk depth (m), suspended particulate matter – SPM (mg.L-1), turbidity (NTU), Chl-a (µg.L-1), and dissolved organic carbon - DOC (mg.L-1).	176
Table 5.2- Turbidity (NTU) retrieved from MSI S-2 images of the LDRV aquatic ecosystems on different fluvial discharge. Flow conditions, according to Oliveira and Quaresma (2017).	185
Table 5.3- Doce River estuarine plume regarding river flow, areas of plume classes, and oceanic-meteorologic conditions on February 11th, 2016, February 25th, 2019, and January 31st, 2020.	189
Table S5.1- Field sampling dates and satellite imagery acquisition dates.	191

Índice de Figuras

Figura 1.1- Cuenca Hidrográfica del Río Doce, destacándose el área de estudio en el Bajo Río Doce con un modelo de elevación digital	31
Figura 1.2- Unidades geomorfológicas del BRD (Coelho, 2007)	38
Figura 2.1 Área de estudio comprendiendo la planicie costera del BRD.	61
Figura 2.2- Modelos de acumulación sedimentar (Fuente: Vieira et al., 2018)	63
Figura 2.3- A) Codificación utilizada para diferenciar las ocho posibles direcciones de flujo en el método D8; B) Asignación de la dirección del flujo usando la condición de pendiente más alta (Fuente: Buarque et al., 2009)	70
Figura 2.4- Productos realizados a partir de datos L8 OLI, del día 26 de diciembre de 2013, que resaltan el área inundada de la planicie costera. A) Composición falso color. B) NDVI. C) NDWI. D) NMDWI	79
Figura 2.5- Resultados obtenidos a partir del análisis hidrogeomorfológico y de la inundación de diciembre de 2013	80
Figura 2.6- Mapeo de los principales filtros fluviales del BRD	86
Figura 3.1- Comportamiento del caudal y nivel del río Doce en la estación Colatina	93
Figura 3.2- Penetración de la señal de radar en la cobertura vegetal según en la longitud d (Fuente: Microwaves and Radar Institute, 2021)	98
Figura 3.3 - Dirección de propagación del campo eléctrico. V: vertical. H: horizontal	99
Figura 3.4- Geometría de adquisición de imágenes SAR El ángulo de depresión es complementario al ángulo de mirada; el ángulo de incidencia puede verse afectado por la curvatura planetaria. El ángulo de incidencia local puede verse afectado por la topografía local (Fuente Curlander & McDonough, 1991).	100
Figura 3.5 - Mecanismos de retrodispersión de radar para superficies de bosques, humedales y suelos. (a,b,g,h): condición no inundada; dispersión de la señal en las copas y en el suelo. (c,f,i): humedal sumergido/aguas abiertas con fuerte retrodispersión de doble rebote entre los troncos de los árboles y la superficie del agua. (g-i): Superficie del suelo en condición seca (g), húmeda (h) e inundada (i). (Adaptado de Ottinger & Kuenzer, 2020).	104
Figura 3.6- Cuenca baja del Río Doce correspondiente al área de estudio, destacándose las curvas de nivel, los cursos fluviales y cuerpos de agua permanentes	110
Figura 3.7- Filtrados de las Imágenes σ° VV y σ° VH y sus respectivos ENLs, en la porción inferior de los lagos Palmas, Palminhas y Nova de “tabuleiros costeiros” y planicie fluvial	124
Figura 3.8- Combinación color RGB para las cuatro fechas analizadas A: 30/10/2015. B: 22/01/2016. C: 10/02/2018. D: 31/01/2020	125
Figura 3.9- Histogramas de las ROIs para las coberturas Agua y Tierra en las polarizaciones σ° VV y σ° VH	126
Figura 3.10 - Mecanismos de dispersión dominantes para los datos S1 en comparación con una composición color natural (a y b) y falso color compuesto estándar (c, d y e)	128
Figura 3.11- Resultados de textura para las diferentes polarizaciones aplicados en la imagen de 22 de enero de 2016.	130
Figura 3.12- Primera componente principal derivada de los productos de textura para 31/01/2020.	131
Figura 3.13- Histogramas de los valores de la PCP obtenida de los productos de textura para las clases Agua y Tierra	132
Figura 3.14- Resultados de las clasificaciones S1: A) 30/10/2015. B) 22/01/2016. C) 10/02/2018. D) 31/01/2020.	134
Figura 4.1- Valle Inferior del Río Doce con el área de estudio (3,896.1km ²) dentro del rectángulo.	143

Figura 4.2- Valores medios anuales de precipitación (a) y caudal fluvial (b), para el período de 2009 a 2018. Los datos de precipitación fueron adquiridos del Instituto Nacional de Meteorología (INMET, 2019) y los caudales fluviales de la Agencia Nacional del Agua (ANA) (SNIRH, 2019).	145
Figura 4.3- Distribución de las áreas de interés relevadas en terreno	148
Fulgura 4.4- Humedales detectados en campo. a) Inundado con vegetación herbácea (<i>Typha domingensis</i>). b) Suelo expuesto saturado. c) Inundado cubierto con vegetación arbustiva	149
Figura 4.5- Serie temporal del coeficiente de retrodispersión para diferentes tipos de cobertura y uso del suelo para el área de estudio: aguas abiertas, bosque, áreas urbanas y humedales.	150
Figura 4.6- Flujo de trabajo para la clasificación multitemporal de humedales a partir de datos SAR	151
Figura 4.7- Diagramas de caja de la retrodispersión de las CUT relevadas en terreno. a) σ^0 VV (db). b) σ^0 VH(dB)	153
Figura 4.8- Humedales mapeados con SAR en la formación Barreiras y planicie costera, y ejemplos de tipologías de humedales encontrados en el Área de estudio. (a) lagunas de agua dulce; (b) bosque mixto; (c) artificiales humedal; (d) pantanos herbáceos monodominantes de espadañas, <i>Typha domingensis</i> ; y (e) turberas.	157
Figura 4.9- Tipos de humedales en la planicie costera del Río Doce inferior con base en Junk et al (2014).	158
Figure 5.1- Study area. a) Doce River Basin and fluvial channels impacted with iron ore tailings; b) hydrography, elevation, and water quality sampling sites in the Lower Doce River Valley (LDRV) and coastal ocean; c) elevation data around small alluvial lakes of Colatina; d) elevation data around deep alluvial lakes at the south margin; e) elevation data around large alluvial deep lakes of Linhares; f) elevation data around of shallow coastal plain lakes.	169
Figure 5.2- River discharge (m3.s-1) and flooding fluvial level (520cm) at Colatina gauging station (#56994510).	180
Figure 5.3- shows the mean reflectance (Rrs) derived from MSI S-2 with Sen2Cor processor plotted in the 490-865 nm range for all sampling stations and field campaigns.	181
Figure 5.4- Linear regression of observed and estimated turbidity (NTU): a) calibration dataset ($R^2=0.936$); b) validation dataset ($R^2=0.870$).	182
Figure 5.5- Turbidity maps of aquatic ecosystems in the LDRV and coastal ocean: a) February 11th, 2016; b) August 9th, 2016; c) February 25th, 2019; d) January 31st, 2020. Black dots indicate retrieved turbidity data for Table 2.	184
Figure 5.6- Remote sensing imagery of flood events in the LDRV: a) drone picture of the river water intrusion in the lower section of Lake Nova on January 25th, 2016 (photography by Bruno Sibilio Barra, Vertical Fun Images); b) PlanetScope image on January 26th, 2016 with fluvial water intrusion on alluvial lakes of Esgoto Patromol e Cobra Verde (Planet Team, 2017); c) RapidEye image on February 01st, 2020 with flooding of coastal plain and the flushing of Monsarás lagoon (Planet Team, 2017).	187
Figure 5.7- Characterization of the estuarine plume. Arrows show wind direction and intensity on the MSI S-2 image acquisition day. Plume core > 200 NTU. Plume core and inner shelf waters with turbidity ranging 100-199 NTU; other shelf water with the range of 50-99 NTU, and offshore water < 50 NTU. a) February 11th, 2016. b) February 25th, 2019. c) January 31st, 2020.	189
Figure S5.1Turbidity (NTU) retrieval from profiles of the estuarine plume in the coastal ocean for a) February 11th, 2016. b) February 25th, 2019, and c) January 31st, 2020.	192

Índice

1.	Introducción	19
1.1	Contextualización del problema	19
1.1.1	Hidroconectividad del sistema fluvial-marino	20
1.1.2	Filtros Fluviales	23
1.2	Teledetección de Sistemas Acuáticos	26
1.3	Área de Estudio	29
1.1.1	Clima.....	34
1.3.1	Geomorfología	36
1.1.2	Hidrología.....	44
1.1.3	Influencia Antrópica en el flujo de materiales. Ruptura de la represa de San Marco	46
1.2	Hipótesis de investigación.....	51
1.3	Objetivos	52
1.4	Estructura de la tesis.....	53
2.	Hidroconectividad del Bajo Río Doce.....	57
2.1	Introducción: El continuo Fluvial Marino	57
2.2	Objetivos	60
2.3	Área de Estudio	60
2.4	Materiales y Métodos.....	65
2.4.1	Análisis hidrogeomorfológico por medio de un MDT	66
2.4.2	Detección remota del valle de inundación	71
2.4.3	Delimitación de los Filtros fluviales.....	75
2.5	Resultados y Discusión	76
2.5.1	Análisis Hidrogeomorfológico y su Relación con el Valle de Inundación	77
2.5.2	Caracterización y cualificación de los filtros Fluviales	83
2.6	Conclusiones.....	86
3.	Dinámica Espaciotemporal en la Extensión de los Ecosistemas Acuáticos del BRD a partir de Datos SAR.....	90
3.1	Introducción: El sistema acuático del Bajo Río Doce	90
3.1.1	Características de los datos de Radar de Apertura Sintética.....	95
3.1.2	Mecanismos de retrodispersión	102
3.1.3	Distorsiones.....	104
3.1.4	Detección de Áreas inundadas y anegadas a partir de datos SAR.....	105

3.1.5	Área de Estudio	109
3.1.6	Objetivos	111
3.2	Materiales y Métodos.....	112
3.2.1	Obtención de los datos Sentinel 1 y 2.....	114
3.2.2	Preprocesamiento y obtención de valores de retrodispersión	116
3.2.3	Clasificación de las Imágenes SAR.....	120
3.2.4	Validación de las clasificaciones.....	121
3.2.5	Análisis temporal de la superficie inundada.....	123
3.3	Resultados y Discusión	123
3.3.1	Mecanismos de retrodispersión dominantes.....	127
3.3.2	Análisis de textura y componentes principales.....	128
3.3.3	Clasificaciones Supervisadas.....	132
3.3.4	Control de cambios entre fechas	134
3.3.5	Validación	135
3.4	Conclusiones.....	137
4.	Detección y Análisis multitemporal de los Humedales y Áreas Inundables del BRD	140
4.1	Introducción	140
4.1.1	Objetivos	142
4.2	Materiales y Métodos.....	142
4.2.1	Área de estudio.....	142
4.2.2	Radar de apertura sintética (SAR).....	146
4.2.3	Datos auxiliares de geoinformación.....	147
4.2.4	Procesamiento y análisis de datos	147
4.2.5	Validación de terreno	151
4.3	Resultados y discusión.....	152
4.3.1	Análisis de la retrodispersión.....	152
4.3.2	Clasificación multitemporal	155
4.3.3	Tipologías de humedales	157
4.3.4	Validación de terreno	158
4.4	Conclusiones.....	160
5.	Remote sensing monitoring of mining tailings in the fluvial-estuarine-coastal ocean continuum of the Lower Doce River Valley (Brazil).....	163
5.1	Introduction.....	165
5.2	Study area	168
5.3	The iron ore tailing spill in the upper Doce River Valley.....	170

5.4	Material and methods	171
5.4.1	Water clarity data.....	171
5.4.2	Hydrological data.....	172
5.4.3	Remote sensing data.....	173
5.4.4	Data processing.....	173
5.5	Model development and calibration.....	174
5.6	Digital terrain data	175
5.7	Results and discussion.....	175
5.7.1	Turbidity and other water clarity data	175
5.7.2	Doce River flow.....	179
5.7.3	Turbidity model development, calibration, and validation	180
5.7.4	Tracking water clarity after the massive mine tailing spill	183
5.7.5	Turbidity in the estuarine plume	187
5.8	Conclusions.....	190
6.	Conclusiones y Perspectivas.....	194
7.	Referencias Bibliográficas.....	198

Capítulo I

1. Introducción

1.1 Contextualización del problema

Las cuencas hidrográficas son unidades biogeofísicas con un alto grado de complejidad funcional, si bien es un territorio drenado por un único sistema, existen algunos procesos o actividades que traspasan este límite, por ejemplo en la sección superior, media e inferior pueden presentarse diferentes fisiografías y actividades humanas. Cada cuenca es única, pero hay suficientes características geomorfológicas, hidrológicas y ecológicas en común para que sirvan como unidades de análisis para el abordaje de múltiples procesos ambientales (White, 1978; Barrow, 1998).

Las cuencas inferiores, en particular los ecosistemas costeros están sufriendo un fuerte deterioro ambiental que pone en riesgo la integridad de su funcionamiento. La pesca, las actividades turísticas, la salud de la población circundante, entre otros factores, se ven condicionados por la calidad de los ecosistemas costeros. Para abordar este fenómeno, es fundamental concebir a las cuencas hidrográficas exorreicas íntimamente ligadas a los sistemas costeros, en una interacción dinámica y compleja, en donde intervienen diversos factores asociados a intercambios de materia, energía e información. (Strahler, 1957; Zăvoianu, 1985; Crossland et al., 2005).

Varias relaciones específicas entre la zona costera y la cuenca hídrica deben ser consideradas: los ríos representan el nexo más importante, la principal vía de transporte de materiales entre los continentes y los océanos, en lo referido a los ciclos biogeoquímicos (Meybeck & Vörösmarty, 2004). Estas áreas son utilizadas intensivamente por la sociedad para proporcionar espacio, extraer recursos, producir productos y servicios, funcionando a su vez de depósito de residuos (Crossland et al., 2005; Barroso et al., 2012). Estos sistemas de drenaje descargan agua dulce, sedimentos y otros materiales, tanto particulados como disueltos (nutrientes, metales, contaminantes, etc.), provenientes de la cuenca superior hacia las zonas costeras que, penetrando en los océanos, forman plumas fluviales (Walker et al., 2005; Mclusky & Elliott, 2007).

Las plumas costeras, son caracterizadas como una región de creciente salinidad en dirección al océano, pudiendo ocasionar elevada turbidez en las aguas adyacentes a la costa y modificaciones en las características físicas, químicas y

biológicas del ecosistema acuático hasta por cientos de kilómetros (Lihan et al., 2008; Piola et al., 2008; Horner-Devine et al., 2015). Además, parte de los materiales transportados por el agua proveniente del continente sufren sedimentación, produciendo cambios en la morfología costera (Van Rijn, 1993; Quaresma et al., 2015).

Las modificaciones en los sistemas hidrológicos, son inducidas por factores tanto de origen natural como antrópico. Con el advenimiento de la revolución industrial se observa que estos cambios sufrieron una aceleración, generando presiones ambientales asociadas a actividades humanas. Es así como el crecimiento y la distribución de la población, la utilización de los recursos naturales, los cambios en el uso de la tierra, la producción industrial y agrícola, entre otros factores, son causantes de alteraciones en las descargas de agua y transporte de sedimentos desde las cuencas altas hasta las zonas costeras (Crossland et al., 2005; Valiela, 2009).

1.1.1 Hidroconectividad del sistema fluvial-marino

Uno de los aspectos fundamentales en la dinámica del paisaje en general y de las cuencas hidrográficas en particular, es la hidroconectividad o conectividad hidrológica (Taylor et al., 1993; Tockner & Stanford, 2002; Ward et al., 2002). Este fenómeno consiste en el intercambio de materia, energía y biota entre diferentes elementos del paisaje ribereño a través del medio acuoso (Amoros & Roux, 1988; Harvey, 2001; Godfrey et al., 2008).

Entre el ecosistema terrestre y el océano abierto existe una zona de transición estrechamente conectada que consta de una red lagos, ríos, humedales, arroyos, riachuelos estuarios acuíferos manantiales y aguas subterráneas, intersticiales. A través de esta red hidrográfica, una secuencia de procesos físicos, químicos y biológicos transportan, transforman y entregan elementos durante su tránsito desde las tierras altas hasta las zonas costeras oceánicas hacia las profundidades del océano (Billen et al., 1991; Crossland et al., 2005). En este transcurso, las características del paisaje, la hidrodinámica, la química del agua y las propiedades estructurales y funcionales de la biota cambian para reflejar los gradientes ambientales modificados. A su vez, estos ecosistemas

alterados generan modificaciones únicas en los elementos químicos, la materia orgánica y la energía transferida.

La hidroconectividad se expresa de forma interrelacionada en las cuatro dimensiones de los sistemas fluviales: longitudinal, lateral, vertical y temporal (Ward, 1998). Los intercambios resultantes de las conexiones en la dimensión longitudinal (gradiente aguas arriba-aguas abajo) fueron abordados por el concepto de “Continuidad del Río” (RCC, por las siglas en inglés de River Continuum Concept), que describe todo el sistema fluvial como una serie de gradientes físicos y ajustes bióticos asociados, que se integran continuamente a medida que el río fluye desde la cabecera hasta la desembocadura. Es un marco basado en las perspectivas de la geomorfología fluvial, que explica las influencias de los procesos que se generan en las cabeceras de las cuencas hídricas y su relación con la estructura del ecosistema que funciona aguas abajo (Vannote et al., 1980).

Marcos conceptuales posteriores como el de “Discontinuidad en Serie” (SDC, por las siglas en inglés de Serial Discontinuity Concept) fue propuesto como una construcción teórica basada en ideas como la discontinuidad en serie, el papel de la fragmentación y la importancia de las interacciones de llanura inundable. Este marco considera los embalses como importantes interrupciones de los gradientes longitudinales a lo largo de los cursos de los ríos. El abordaje fue incorporando al análisis las interacciones laterales entre el canal y la planicie de inundación, como la conectividad lateral episódica o permanente, que une el curso principal de un río con los cuerpos de agua de la planicie de inundación aluvial, permitiendo el intercambio de materia y energía. En tal sentido, la planicie de inundación periférica, con sus diversas geomorfologías aluviales y cuerpos de agua asociados, es considerada parte integral del sistema fluvial y factor crítico para una comprensión amplia de los ecosistemas fluviales (Amoros & Roux, 1988; Ward & Stanford, 1995).

Junk et al. (1989), enfatizan que el caudal de los ríos es un proceso "por lotes" diferente del concepto de río continuo en entornos donde agua fluye, ellos plantean el significado de “pulso de inundación”, como un espectro de condiciones geomorfológicas e hidrológicas que produce variaciones de tipo

pulsátil en los flujos de agua. En este contexto se destaca el rol de la planicie de inundación, que presenta cierta independencia de los procesos que ocurren en aguas arriba, particularmente por el intercambio lateral periódico de agua y sedimentos con el canal principal (Neiff, 1999).

Por su parte, en la conectividad vertical, los intercambios se dan entre las aguas superficiales y subterráneas a través de la infiltración en el acuífero aluvial y la exfiltración de agua freática a la superficie (Kalbus et al., 2006). Aquí intervienen factores vinculados a los tipos de suelo como por ejemplo, espesor y diversidad de las capas, permeabilidad, porosidad etc., asociados a las particularidades de los acuíferos (confinamiento, profundidad, extensión, capacidad de recarga, entre otros).

En la dinámica de la hidroconectividad se distinguen dos escalas temporales (Stanford & Ward, 1993). Las fluctuaciones del nivel del río dentro de los años conducen a una conectividad pulsante que produce el funcionamiento de los ecosistemas de las llanuras aluviales, es decir, el intercambio de sedimentos, materia orgánica, nutrientes inorgánicos y el cambio entre las fases de producción y transporte. La conectividad pulsante depende del régimen hidrológico del río, que está influenciado por procesos que operan en la escala de cuenca, por ejemplo la topografía local y la porosidad del sedimento. Estos pulsos de inundación y sequía, juegan un papel clave en la conexión de varios parches de paisaje (Junk et al., 1989).

Los pulsos de agua generan cambios significativos dentro de los componentes abióticos de los ecosistemas naturales con modificaciones considerables en su biota, formando un continuo de eventos desde la fuente hasta el mar a lo largo de la cuenca de un río (Granit et al., 2017. Xenopoulos et al., 2017).

En periodos decanales a seculares, la hidroconectividad da lugar a interacciones entre varios procesos que modifican los sistemas hídricos a escala de paisaje fluvial, determinando por ejemplo, la ubicación de cada cuerpo de agua dentro de la planicie de inundación aluvial (Amoros & Bornette 2002). La dinámica del río a través de la erosión lateral y la migración del canal a largo plazo, modifican

la geomorfología (profundidad, ancho, largo y sinuosidad) y tamaño de grano de sedimento (Ward, 1998).

Es importante destacar que la hidroconectividad resulta un factor fundamental en la preservación y restauración del funcionamiento de los ecosistemas acuáticos del BRD (Bajo Río Doce), garantizando la dinámica y los intercambios de materiales a lo largo del continuo fluvial – marino. Esto resulta un desafío para la gestión ambiental en general y la del agua en particular, a partir de la adopción de una perspectiva que amplíe un enfoque fragmentario tradicional y parcial, incorporando el concepto de paisaje desde la fuente hasta el mar (Brito et al., 2021).

1.1.2 Filtros Fluviales

Las cuencas fluviales son altamente dinámicas y no pueden ser consideradas como sistemas que transfieren total y continuamente material fluvial. En realidad, este material se recicla, almacena, removiliza y transforma, mientras que se transfiere aguas abajo en escalas de tiempo que van de menos de un año a más de cientos de años (Meade, 1988).

Milliman & Syvitski (1992) analizaron datos de 280 ríos exorreicos concluyendo que antes de la agricultura generalizada y la deforestación (hace 2000-2500 años), la descarga de sedimentos probablemente era menos de la mitad del nivel actual. En esta misma línea, Meybeck & Vörösmarty (2004), documentaron cambios en la conectividad de diferentes sistemas fluviales de numerosas grandes cuencas de América, Asia, África y Europa, analizando los cambios en los sistemas fluviales de 38 ríos en dos periodos. El primero a partir del Último Máximo Glacial (18000 años AP) y el segundo a partir de 1950 asociados a cambios inducidos por las actividades antrópicas. Estos autores introducen el concepto de “filtro fluvial” al referirse a estructuras que controlan la retención del material transportado por los ríos hasta llegar al océano, pudiendo ser de origen natural o antrópico.

En este sentido, Meybeck & Vörösmarty (2004), plantean el papel fundamental de los humedales y los cuerpos de agua como grandes modificadores cualitativos y cuantitativos en la descarga de los ríos. El rol de los filtros en cuanto

a retención, transformación y transferencia de materiales, no solo modifica la composición biofísica del agua, sino que también puede causar cambios en la hidrogeomorfología de los cursos y cuerpos de agua incluyendo las zonas costeras.

El primer filtro universal es el conjunto formado por la biomasa vegetal, los suelos y sus aguas subterráneas freáticas asociadas, ya que retiene, transforma y transfiere materiales, provenientes de la atmósfera (absorción de CO₂ y fijación de N₂), de los químicos del suelo a partir de la meteorización y lixiviación, o por erosión mecánica de suelos y rocas. El carbono y algunos nutrientes clave como potasio, nitrógeno, fósforo y sílice, pueden almacenarse en el filtro de suelo-vegetación. Luego entre los filtros naturales se destacan las pendientes y piedemontes, humedales de cabecera, lagos y lagunas, llanura aluvial fluvial, estuarios. Por otro lado, se presentan los nuevos filtros artificiales como son los embalses, represas y campos de regadío

El clima, la litología, la escorrentía y el relieve son los principales condicionantes para la formación de estos filtros, que en el continuo fluvial-marino, aparecen sucesivamente pudiendo ser muy eficientes. En los grandes sistemas fluviales, la retención de partículas ronda el 90% respecto a la cantidad de material generado por la erosión del relieve local, y esta retención supera el 99% cuando residen lagos muy grandes (por ejemplo, Baikal, Victoria, Grandes Lagos de América del Norte). Otros materiales transportados por los ríos, como el carbono orgánico y el nitrógeno, también se transforman en formas gaseosas, durante su tránsito en los sistemas fluviales (Walling, 1999).

Los flujos en los sistemas fluviales están regulados por este conjunto de filtros que controlan la retención del material del río en varias escalas de tiempo. Su importancia en el control de los flujos de los ríos depende de su especificidad y de sus posiciones relativas dentro del sistema (Billen, 1991).

La mayoría de los filtros naturales se eliminan o se reducen en gran medida por las presiones humanas. El filtro suelo-vegetación ha sido modificado desde el inicio de la tala forestal y los cultivos agrícolas. Los humedales se drenan para la agricultura y otros usos de la tierra, las llanuras de inundación están cada vez

más aisladas de los canales de los ríos por diques y reservorios, los estuarios se canalizan para la navegación y/ o se cultivan.

A pesar del rol fundamental de los humedales en este contexto, se encuentran entre los ecosistemas más afectados y amenazados por actividades antrópicas, esto se refleja en una fuerte fragmentación y degradación en las estructuras y el funcionamiento de estos sistemas a nivel global (SCDV, 2014).

Esta reducción, destrucción o desconexión de los filtros fluviales naturales se asocia a la creación de filtros artificiales, en particular la construcción de embalses y el establecimiento de campos de riego. A escala planetaria, el área directamente afectada por los cambios antrópicos es del mismo orden de magnitud que el área de cambios naturales observados en los últimos 18000 años (Meybeck & Vörösmarty, 2004).

La construcción de represas artificiales se presenta como el factor más destacado en la regulación del flujo de los ríos a nivel planetario (Vörösmarty, et al., 2003). El desarrollo de esta infraestructura amenaza los procesos de los ecosistemas, la biodiversidad y los servicios que sustentan estos ríos. Los embalses aumentan la propagación de la fragmentación y la regulación del caudal aguas arriba y aguas abajo siendo los principales contribuyentes a la pérdida de la conectividad fluvial (Nilsson et al., 2005; Grill et al., 2019;). Las represas tienen efectos importantes en la física, la química y la biología del río original, incluida la alteración de la circulación del agua y el tiempo de retención, la sedimentación, el ciclo biogeoquímico de los nutrientes (especialmente las emisiones de gases de efecto invernadero) y la cantidad y composición de los organismos presentes. El efecto de las represas sobre la ecología de los ríos es especialmente preocupante por su estrecha relación con los problemas ambientales globales actuales, como el cambio climático y el deterioro ecológico (Wang et al., 2018).

En esta línea, el cambio ambiental global, que se desarrolló y sigue su proceso a partir de la revolución industrial, generó cambios en la superficie de tierra para dejar una firma estratigráfica distinta a la del Holoceno o de las fases interglaciares del Pleistoceno. Para denominar el intervalo actual de cambio a

escala planetaria, se propuso y es cada vez más empleado el concepto de Antropoceno (Crutzen, 2006).

En el Antropoceno, el uso de la tierra, el uso del agua, así como las actividades industriales, generan presiones humanas que están cambiando profundamente la producción del material transportado por los ríos y su transferencia a través de los sistemas fluviales. El aumento de las concentraciones y de los flujos es general, la mayoría de los ciclos biogeoquímicos importantes son acelerados como la erosión, la fijación de N₂, la transferencias de metales (Green et al., 2004). Sin embargo, a nivel de toda la cuenca, los filtros fluviales, ya sean naturales o antropogénicos, pueden limitar en gran medida o incluso revertir estas aceleraciones (Vörösmarty et al., 2003).

En Brasil, luego de un análisis de las presiones antrópicas sobre las cuencas hidrográficas de la zona costera, Souza & Knoppers (2011), concluyeron que entre las diversas actividades humanas que ejercen mayor presión ambiental se encuentran la deforestación y el represamiento de los ríos alterando los pulsos, magnitud y naturaleza del aporte de agua y sedimentos.

Estas transformaciones dinámicas requieren ser abordadas desde el sistema científico-tecnológico para poder comprender de manera integrada las causas y los efectos de los cambios ambientales inducidos por las actividades humanas. El tal sentido, la observación de la tierra desde sensores remotos se presenta como una herramienta de gran utilidad para la comprensión de fenómenos que se expresan en la cobertura del planeta a diferentes escalas.

1.2 Teledetección de Sistemas Acuáticos

La teledetección o percepción remota es la medición de las propiedades fisicoquímicas, biológicas y geométricas de los objetos en la superficie del planeta, utilizando datos adquiridos de aeronaves y/o satélites. Por lo tanto, es una forma de medir algo a distancia, en lugar de in situ. Como no se está en contacto directo con el objeto de interés, se deben interpretar señales propagadas de algún tipo, por ejemplo, ópticas, acústicas o de microondas (Schowengerdt, 2006).

Los satélites de observación terrestre son considerados la mayor fuente de información de la cobertura del planeta (Myers et al., 1970; Curran, 1985; Treitz & Howarth, 1999). Estos sistemas producen datos a partir de observaciones regulares y consistentes, permitiendo el monitoreo de grandes áreas simultáneamente.

La creciente cantidad de satélites en órbita, permite obtener datos de un mismo lugar entre periodos de tiempo cada vez menores. Este aumento en las tasas de revisita proporciona datos para abordar fenómenos muy dinámicos. Por otra parte, es posible obtener datos históricos con más de 40 años, como es el caso de las series LANDSAT, facilitando la construcción de series temporales bien estructuradas. Además, la mejora en los sistemas sensores en cuanto a resoluciones espaciales, espectrales y radiométricas, permite contar con datos más detallados de las características de la cobertura.

Los sistemas sensores a bordo de satélites se pueden dividir en dos grandes grupos de acuerdo a la fuente de energía: los sensores pasivos y sensores activos. Los sensores pasivos que reciben radiación emitida o reflejada por la superficie, dependen de una fuente de radiación externa para que puedan generar información sobre los blancos de interés. En cambio, los sensores activos son aquellos que emiten su propia radiación y reciben la energía retrodispersada por la superficie terrestre.

Sin embargo, especialmente en zonas tropicales, la cobertura nubosa se presenta como una limitación a la utilización de sensores que operan en el rango visible o infrarrojo (sensores ópticos), con lo cual resulta una alternativa la utilización de sensores que funcionan con microondas (radar), por la capacidad de atravesar la cobertura de nubes (Richards, 2009)

La teledetección satelital provee estimaciones hidrológicas a través de datos visibles o radar (Smith, 1997) a partir de diferentes técnicas, por ejemplo la interferometría (Alsdorf et al., 2001). Tanto los sensores activos como los pasivos, en el rango de longitudes de onda de las microondas, son sensibles a cuerpos de agua en superficie y son adecuados para estudios multitemporales debido a su capacidad de funcionamiento en todas las condiciones meteorológicas y situaciones diurnas y nocturnas. Particularmente, los radares

de apertura sintética (satellite-borne Synthetic Aperture Radars: SAR) han sido reconocidos como importantes instrumentos para el monitoreo de superficies con agua. Además estos tienen la capacidad de penetrar la atmósfera y según su longitud de onda puede atravesar la vegetación, el suelo y las superficies con capas de nieve.

Particularmente para los estudios de la hidrosfera, de acuerdo con Novo et al., (2010), la teledetección aporta datos y herramientas para:

- Las ciencias del mar (estudios de los océanos incluyendo procesos físicos de circulación, olas, advección, procesos ecológicos, tales como productividad primaria, geomorfológicos tales como erosión y sedimentación y ambientales como contaminación por petróleo, biodiversidad, entre otros);
- Limnología (estudio de los sistemas acuáticos, incluyendo productividad primaria del fitoplancton, de las comunidades macrófitas, calidad de agua, e impactos en la cuenca hidrográfica)
- Hidrología, ligada a cuestiones del ciclo hidrológico (evapotranspiración, vapor de agua, modelos de elevación, etc.).

En efecto, a partir de esta tecnología es posible producir información y monitorear características biofísicas del agua superficial, tanto continental como oceánica (Smith & Baker, 1978; Baban, 1995) en lo que respecta a variables como clorofila *a*, sólidos en suspensión, materia orgánica, temperatura, salinidad, entre otros (Brezonik et al., 2005; Gitelson et al., 2008; Allan et al., 2011;). De esta forma, los sensores remotos se configuran como una herramienta que aporta elementos para el monitoreo y alerta temprana de la calidad de agua, como soporte y complemento a los métodos de monitoreo tradicional (Chuvienco, 2006).

Otra ventaja de la teledetección es su capacidad para discriminar las coberturas vegetales, especialmente por la respuesta espectral de la vegetación en el infrarrojo cercano de onda corta (NIR). Esta respuesta espectral peculiar originó, en el campo de la teledetección, una serie de índices que se basan en el alto

contraste que se establece en longitudes de onda cercanas al rojo (600 nm) y NIR (860 nm)

En particular, con respecto al mapeo, monitoreo y evaluación de humedales los sensores remotos se configuran como una fuente de datos muy valiosa y ampliamente reconocida por la comunidad científica y agencias de gobierno (Phinn et al., 1999; Klemas, 2011; Guo et al., 2017).

En áreas de importantes dimensiones como el BRD, la geotecnologías se configuran como un grupo de herramientas que son capaces de generar y procesar datos fuertemente asociados a la hidroconectividad de continuo fluvial-marino. Los sensores remotos permiten el mapeo de los ecosistemas acuáticos y el control cambios, con altas resoluciones temporales y espaciales, pudiendo monitorear procesos dinámicos como las inundaciones de la planicie costera. También brindan datos espectrales que se utilizan para estimar características biofísicas del agua superficial del río, los cuerpos de agua y la zona costera en simultáneo y casi en tiempo real, aportando elementos para el seguimiento del flujo de materiales a lo largo de la cuenca y permitiendo el control de fenómenos como la contaminación de la industria minera.

1.3 Área de Estúdio

La Cuenca del Río Doce (CRD) comprende un área de drenaje de alrededor de 83.400 km², de los cuales el 86 % pertenecen al Estado de Minas Gerais y el resto al Estado de Espírito Santo (CBH Doce, 1998). Las nacientes del Río se sitúan en el estado de Minas Gerais, en las sierras de Mantiqueira y de Espinhaço, las aguas recorren cerca de 850 km hasta desembocar en el océano Atlántico donde se ubica el poblado de Regência, en el estado de Espírito Santo (Viglio & Cunha, 2016). Su recorrido, desde su formación, es similar a la forma de la costa y en Governador Valadares, el río toma dirección este camino al océano. El trazado fluvial se explica por las variadas características morfoestructurales que se dan dentro de la cuenca, pudiendo ser dividida en tres unidades regionales: alto, medio y bajo río Doce (Coelho, 2007).

El área de estudio se encuentra ubicado en el Bajo Río Doce (BRD), totalmente dentro del estado de Espírito Santo. Su extensión de 16.400 km² está ocupada por el bioma brasileiro Mata Atlántica (IBAMA, 2015). Este área se inserta en la región hidrográfica del Atlántico sudeste entre los paralelos 18°53' y 19° 57' S y los meridianos 39° 34' y 40° 56' O. En la figura 1.1 se observa el área de estudio a diferentes escalas, destacándose la cuenca hidria del Río Doce sobre un modelo de elevación digital de alta resolución espacial (IEMA, 2012) y los estados de Minas Gerais y Espirito Santo.

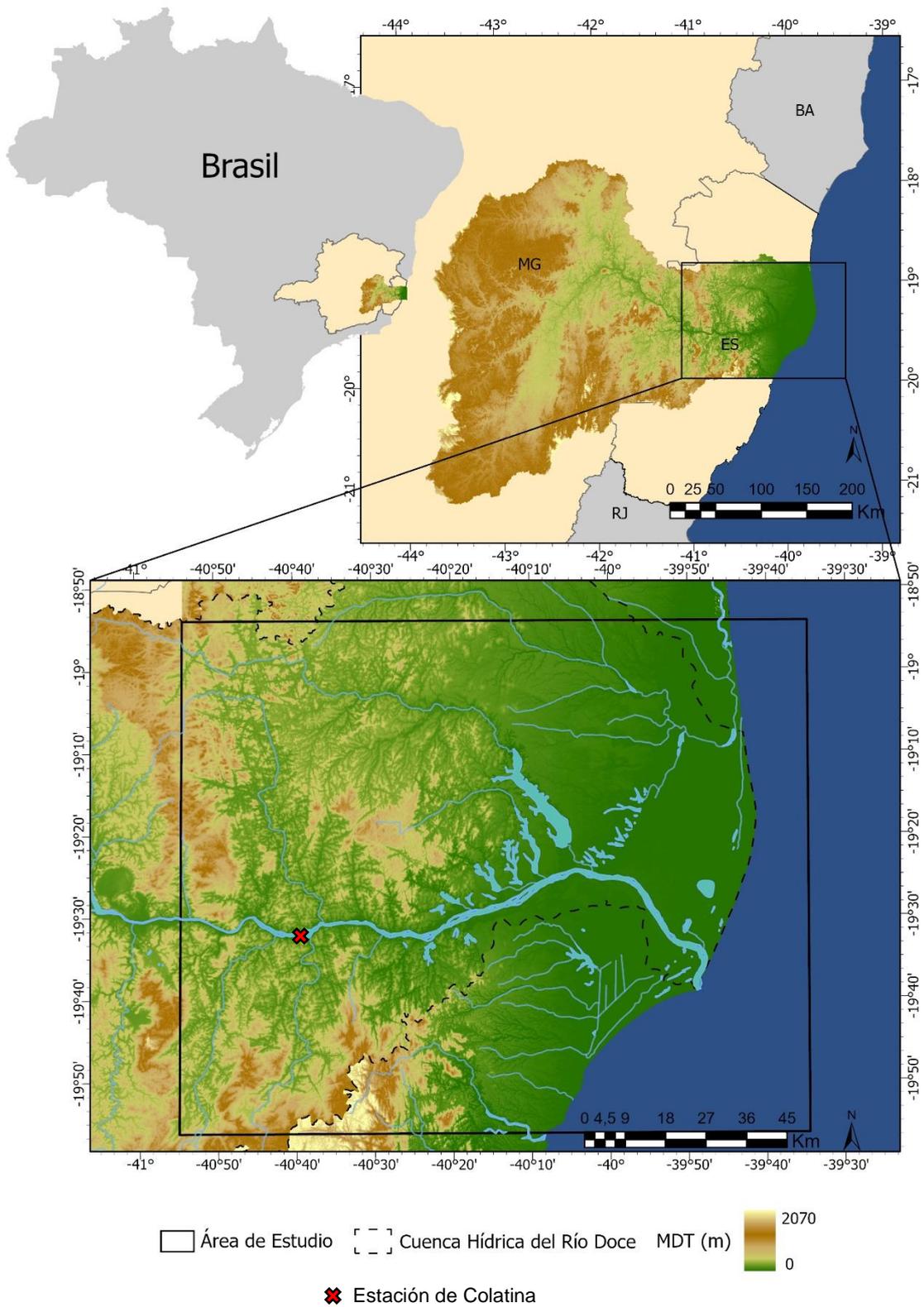


Figura 1.1- Cuenca Hidrográfica del Río Doce, destacándose el área de estudio en el Bajo Río Doce con un modelo de elevación digital

El caudal promedio anual en la estación fluviométrica de Colatina (56994510), ubicada a 110 km por encima de la desembocadura (Figura 1.1), presenta un valor de $899,3 \pm 768,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, con una descarga media anual de $26,8 \pm 8,36 \text{ km}^3/\text{año}$. Los caudales mínimos ($<400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ocurren en invierno, seguido de un incremento a partir de octubre, con caudales máximos en diciembre y enero ($> 1.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Barroso et al., 2014). Oliveira & Quaresma (2017) a partir de la realización de una curva de duración del flujo estimaron que, en condiciones húmedas, el Río posee un caudal entre $646 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $1742 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Por su parte, en condiciones secas, el caudal se sitúa entre $276,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $459,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. En condiciones normales, los valores se ubican entre $459,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $646 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Los eventos de sequía extrema (más del 95%) e inundación (menos del 5%) ocurrieron cuando el caudal fue menor a $231 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y mayor a $2379 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente.

El régimen pluviométrico de la cuenca hídrica se encuentra asociado al régimen de caudales del BRD (Oliveira & Quaresma 2017). Eventos de inundación extrema con desborde del canal principal del Río, son registrados en los periodos húmedos, especialmente en la llanura costera del BRD, como sucedió en diciembre de 2013. Las lluvias intensas se dan de octubre a marzo, con volúmenes que oscilan entre los 800 y 1300 mm. En cambio el periodo seco se presenta entre abril y septiembre, en donde la precipitación varía entre los 150 y 250 mm (ANA, 2016).

El Río Doce es una relevante fuente de materiales en la costa este de Sudamérica, aproximadamente $110 \text{ t}/\text{km}^2/\text{año}$ de sedimentos en suspensión son transportados hacia la desembocadura. Este valor fue estimado por Souza & Knoppers (2011), que analizaron el aporte de sedimentos de los ríos en la costa de Brasil concluyendo que el aporte de sedimentos de la CRD al océano se ve afectado por impactos antrópicos antagónicos de retención (construcción de represas) y de movilización (procesos erosivos).

A lo largo de estas últimas décadas, la CRD sufrió un fuerte proceso de transformación a partir de la construcción de reservorios para generación de energía hidroeléctrica que resultaron en cambios en el caudal y las geofomas del curso principal (Coelho, 2007).

La población residente en la CRD ascendía para 2010 a 3,3 millones de personas distribuida en 229 municipios, siendo 203 mineros y 26 capixabas (ANA, 2016). Las actividades económicas son diversificadas, destacándose la agropecuaria (forestal, labrado convencional, producción cafetera y azucarera, ganadería), la agroindustria (sucroalcoholera), minería (hierro, oro, piedras preciosas, etc.), la industria (celulosa, siderurgia, productos lácteos), comercio y servicio asociado a los complejos industriales, generación de energía eléctrica (Consórcio Ecoplan-Lume, 2010).

En la región se encuentra radicado el mayor complejo siderúrgico de América Latina. Por su parte también es clave el rol productivo de las empresas mineras como Compañía Vale do Rio Doce – CVRD. Por su parte las empresas de reforestación que aportan materias primas para la industria de celulosa. Todo este tejido industrial es responsable, en gran medida, de las exportaciones brasileñas de hierro, acero y celulosa constituyéndose de gran importancia económica para la región en donde están instaladas.

La cuenca está sometida a un gran aporte de aguas servidas domésticas, solo 48 de los 225 municipios que forman parte de la cuenca tratan las aguas residuales antes de ser vertidas a un cuerpo de agua (Consórcio ECOPLAN-LUME, 2010).

Todas estas actividades, en menor o mayor medida, y con diferentes niveles de tratamiento, producen residuos que son transportados por los cursos aguas abajo, hasta llegar al océano. Los efectos de la contaminación producto de estos efluentes tiende a aumentar cuando disminuye el caudal del Río, causando impactos negativos en los ecosistemas y actividades económicas asociadas (Olivera & Quaresma, 2017).

Sumado a esto, gran parte de la región está deforestada, con vegetación original reemplazada por pastos y plantaciones (Fundación RENOVA, 2019). De hecho, son muy pocas las áreas que muestran un remanente de “mata ciliar”, con la mayor parte de la región deforestada y cubierta por pastizales y plantaciones. La excepción es el tramo limitado por el Parque Estatal Rio Doce, cerca de Ipatinga (Viglio & Cunha, 2016).

Guerra & Barbosa (1996), afirman que el modelo de desarrollo económico regional implementado en la cuenca del Doce, principalmente a partir de la década de 1970, condujo a un alto grado de degradación ambiental, incidiendo negativamente en las complejas interacciones existentes en la dinámica socioambiental. Entre las consecuencias de esta degradación están las inundaciones urbanas que se presentan en varios municipios, producto de la interacción entre las fuertes crecidas de diciembre y enero, y el tipo de uso y ocupación de la tierra.

Para comprender la dinámica del continuo fluvial-marino del BRD, resulta fundamental abordar la interacción de aspectos geomorfológicos, climáticos, hidrológicos y antrópicos en el contexto de un sistema complejo que se expresa a diferentes escalas espaciotemporales.

1.1.1 Clima

La CRD se encuentra en un área con clima tropical húmedo, sin embargo existe una variabilidad climática interna. Esta no uniformidad está asociada a varios factores como la posición geográfica y la extensión de la cuenca. También operan características como el relieve y el encuentro de masas de aire como del Sistema Atlántico Tropical, que predomina fuertemente durante el año, y también del Sistema Ecuatorial Continental, provocando Líneas de Inestabilidad Tropical, especialmente en el verano, ocasionando lluvias intensas (Coelho, 2009).

Normalmente, la temporada de lluvias comienza en noviembre y dura hasta mayo con una distribución heterogénea dentro de la cuenca, pero con totales anuales superiores a los 700 mm. Las regiones costeras y de mayor altitud tienen los totales anuales más altos, que van desde 900 mm a 1500 mm. Los fondos de valle y las regiones deprimidas tienen los totales anuales más bajos, variando entre 700 y 1000 mm, como en la ciudad de Colatina (ES). Los picos de inundaciones se dan en los meses de diciembre, enero y marzo; y los reflujos extremos en los meses de agosto y septiembre (Coelho, 2007; Miller et al., en prensa)

La temperatura media en el curso medio de la cuenca fue de 25,4°C, con variaciones de 24°C a 26,5°C y amplitud térmica de 2,5°C. En el curso bajo, las temperaturas oscilaron entre 24,4°C y 27,3°C, con una media anual de 26,2°C y una amplitud térmica de 2,9°C. En toda la cuenca, los meses más calurosos son diciembre, enero y febrero y los más fríos son julio, agosto y septiembre. (Castro, 2000).

A propósito de las variaciones climáticas que operan en el interior de la CRD, Cupolillo (2008), destaca tres grandes compartimientos asociados a dos grandes marcos de transición topográfica que permiten la identificación de unidades espaciales de fácil delimitación.

El primero de ellos está compuesto por un conjunto de terrenos de baja altitud o al nivel del mar. En este compartimiento se pueden incluir la llanura costera y los Tabuleiros, que marcan el límite oeste de este compartimiento. En la llanura costera, la característica adicional, además de las bajas altitudes, es la presencia de una superficie con rugosidad de baja a nula, hecho influyente en la trayectoria de las masas de aire que circulan por estas zonas. El segundo compartimiento es un poco más complejo ya que agrega estructuras con diferencias evidentes. Este compartimiento puede considerarse el más ancho de la cuenca del Río Doce y se extiende desde las inmediaciones de su desembocadura hasta la base de las montañas que marcan su límite oriental. Es un área cuyas altitudes crecen discretamente hacia el oeste y está dotado de una evidente aspereza. Como se mencionó anteriormente, esta área incluye un relieve escarpado. En general, desde el punto de vista de la dinámica climatológica, independientemente del contexto morfogénico que la caracterice, tales aspectos influyen en el comportamiento de las masas de aire en el contexto regional. Finalmente, el tercer compartimiento a destacar está representado por conjuntos de montañas de influencia continental, como las montañas de Mantiqueira y Espinhaço, importantes fronteras de la acción de algunas masas de aire generadas en el Océano Atlántico.

Los mecanismos atmosféricos que condicionan el comportamiento climático de la cuenca son: la Alta Boliviana, que contribuye al transporte de humedad del Amazonas para la cuenca y consecuentemente favorece la precipitación en el

oeste de la misma; el Anticiclón Subtropical del Atlántico Sur y el “Cavado do Nordeste”, responsables por el fuerte hundimiento del aire, favoreciendo así la formación de una ruptura caracterizada por la reducción del régimen de lluvias en su porción central; y la formación de un bloqueo atmosférico, que se inicia en enero y se extiende hasta febrero, cambiando en marzo, caracterizando una estación seca climatológica en la porción oriental de la CRD (Cupolillo, 2008).

1.3.1 Geomorfología

La geomorfología de la CRD fue investigada a partir de Strauch (1955), que observó rocas proterozoicas, arqueozoicas y eruptivas graníticas recientes, que sufrieron modificaciones a causa de la erosión, dando forma al paisaje actual. En su trabajo afirma que la diversidad de rocas y de estructuras, dio origen a relieves bien diferenciados que permitieron definir grandes unidades geomorfológicas. Estas son: planicie del litoral, tabuleiros, sierras del litoral, medio y Bajo Río Doce, zona de los macizos elevados de los ríos Caratinga y Manhuaçu; meseta deprimida central, zona ondulada del norte, y la zona de Mantiqueira e Espinhaço

Por su parte Souza (1995), complementando los resultados de Strauch, clasificó cuatro macro compartimientos denominados de Río Doce bajo, Río Doce medio, margen izquierda del Río Doce medio y Río Doce alto. A su vez, estos macro compartimientos fueron subdivididos en diecisiete Unidades Geomorfológicas. De este a oeste fueron clasificadas en: planicie costera, tabuleiros, colinas bajas costeras; pontões Margen derecha e izquierda; macizo Manhuaçu; borde de la sierra Mantiqueira/Caparaó; borde basculado del bloque de Mantena; Sierra disectada por los Ríos Piracicaba y Santo Antônio; sierra baja de Guanhões; borde de Espinhaço; sierra do Espinhaço; sierra deprimida del río Piranga; sierra del río Xopotó; y depresión del río Doce.

El Río Doce se caracteriza por ser un curso extenso que penetra profundamente en la meseta de Minas Gerais. Desde su formación en las sierras mineras, su trazado va copiando la forma de la costa y en el municipio de Governador Valadares en Minas Gerais, el río gira 45° a la derecha dirigiéndose hacia el este hasta desembocar en el océano Atlántico. Este trazado se explica por las

variadas características morfoestructurales que se dan dentro de la cuenca, la cual se puede dividir en tres unidades (Coelho, 2006; Coelho, 2007)

La Unidad del Alto Río Doce está ubicada aguas arriba de la confluencia de los ríos Doce y Piracicaba, cerca del municipio minero Governador Valadares. Involucra parte de las nacientes de “Espinhaço” que escurren en la dirección O a E, con altitudes que van de los 300 a los 2.600 m. Está marcado por montañas y crestas en el dominio del complejo Gnáissico-Magmático, ocurriendo fallas en las direcciones NO-SE y NE-SO, que también influyeron en la dirección de los principales ríos como el Piracicaba que sigue la dirección SO-NE o el río Peixe que corre en sentido NO-SE. Aguas arriba, el río Piracicaba está marcado por un conjunto de relieves escarpados con colinas alargadas que dan al modelo un aspecto de “mar de morros” destacandose la “Serra do Caraça”, que alcanza los 2.064 m.

La Unidad del Medio Río Doce, comienza en la confluencia de los Ríos Doce y Piracicaba, en el municio de minero de Ipatinga extendiéndose aguas abajo hasta en el Municipio capixaba de Colatina, en el límite de los estados de Minas Gerais y Espírito Santo. Abarca parte del oeste y noroeste de la cuenca con elevaciones predominantes entre 200 y 500 m, ubicada sobre el dominio del complejo Gneísico-Magmático Metamórfico con predominio de Biotita Gneis, disponiéndose especialmente en dirección NE-SO, caracterizada por rocas graníticas y colinas con cimas planas y valles a veces cerrados, a veces abiertos. En ambas márgenes del Río Doce, la mayoría de los cursos de agua siguen la misma dirección que las estructuras (Radambrasil, 1987).

La Unidad del Bajo Rio Doce esta inserido totalmente en el estado de Espírito Santo, formada por acumulación fluvial-marina durante la última glaciación Strauch (1955), modelando su pendiente en sentido O a E, pasando por colinas y mesetas hasta llegar a la planicie costera. Está delimitado al oeste por los cerros bajos cercanos a Colatina y por una importante falla con dirección NNO-SSE, que influye en la dirección principal de los cursos de agua en esta zona (Hatushika, et al., 2005). Un hecho similar se repite entre los Tabuleiros Costeiros terciarios del Grupo Barreiras, con énfasis en numerosos lagos naturales alargados en la dirección NO-SE, por ejemplo los lagos Juparanã,

Nova, Palma y Palminhas. Por último se encuentra la llanura costera del cuaternario, donde se ubica la desembocadura del río en el océano. Se trata de una planicie de inundación fuertemente asociada a los pulsos del río, las altitudes decrecen hacia el cauce principal y hacia la planicie costera. Las altitudes predominantes se encuentran entre los 100 y 200 m disminuyendo hacia la costa y cerca de la planicie costera no supera los 20 m.

Coelho (2007), realiza una clasificación geomorfológica basada en la integración de diferentes trabajos, beses de datos y el análisis de series históricas de imágenes de satélite, en tal sentido mapea tres diferentes formaciones geológicas en el BRD (figura 1.2): la zona formada por los Patamares Escalonados, los Tabuleiros Costeiros, la planicie fluvial lacustre, y la planicie costera.

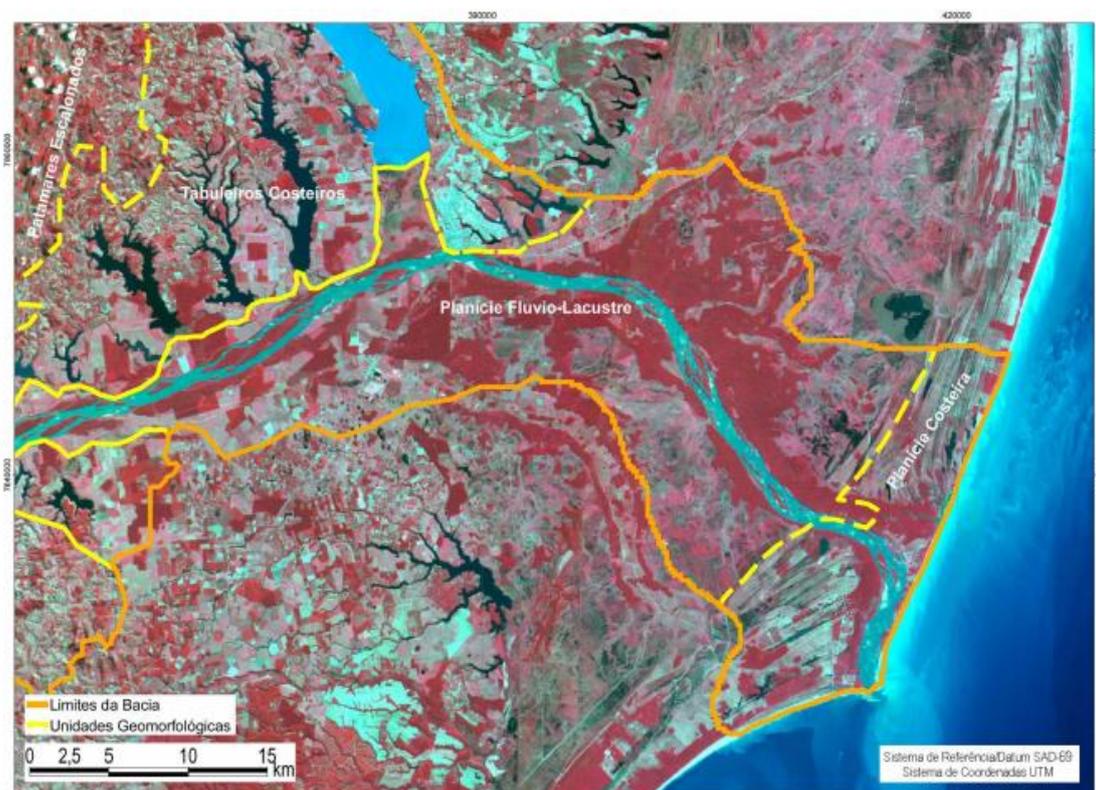


Figura 1.2- Unidades geomorfológicas del BRD (Coelho, 2007)

1.3.1.1 Patamares Escalonados

Corresponde a las zonas más elevadas del BRD, ubicadas al oeste entre los “Tabuleiros” Costeros, hasta el municipio de Colatina. De forma alargada e

irregular se extiende por ambos lados del cauce del río. Es un relieve escarpado con cortes escalonados y alturas del terreno que oscilan entre 400 y 800 m.

Los Patamares escalonados se distinguen de otras áreas de la región por destacar niveles de disección escalonados formando plataformas, delimitados por frentes empinados adaptados a fallas orientadas al noroeste y con pendiente topográfica hacia el sureste, sugiriendo bloques inclinados como resultado de impulsos epigenéticos relacionados con la acción de los ciclos geotectónicos. Es un Basamento Cristalino Precámbrico fuertemente estructurado, con elevadas pendientes que presentan fracturas en las direcciones NO-SE y NE-SO observándose formación de depósitos de talud y cursos de agua dendríticos (Coelho, 2007; Coelho 2010). También se observan lineamientos discontinuos con orientación entre ENE y NE especialmente en la zona sur de esta formación (Hatushika, et al., 2005; Bricalli & mello 2013))

1.3.1.2 Tabuleiros Costeiros

Los Tabuleiros Costeiros, predominantemente formadas por depósitos sedimentares cenozoicos del Grupo Barreiras correspondientes al periodo terciario, están delimitadas al oeste por los Patamares Escalonados y al este por planicie fluvial-lacustre.

Son un tipo de meseta, frecuentemente cortadas por acantilados a lo largo de la línea máxima cotidal, fueron originados a partir de alternancias climáticas: durante los climas húmedos actuaba la meteorización química, mientras que en los periodos semiáridos se producía desagregación mecánica y transporte por corrientes fluviales. En este sentido, el “Grupo Barreiras” constituye un tipo de relieve generalizado, que se forjó sobre condiciones climáticas asociadas a lluvias torrenciales. Existe un consenso acerca de que el transporte se produjo de forma torrencial, a través de canales anastomosados, de aportes laterales y longitudinales típicos de clima con distribución pluviométrica irregular concentrada. Estos materiales que rellenaron los canales y depresiones, constituyen la más extensa sedimentación continental de la era cenozoica de la franja costera Brasileña (Nunes & Vilas-Boas, 2011)

El “Grupo Barreiras” fue depositado prácticamente a lo largo de toda la costa brasileña debido a fuerzas tectónicas continentales y pulsos climáticos durante los periodos terciarios y cuaternarios. Comprende el aporte de materiales de origen variado que fue depositado en diferentes condiciones de relieve y en plataformas continentales con diferentes extensiones, lo que brindó la oportunidad de la formación de diferentes rocas sedimentarias y con diferentes madurez mineralógica y textural a lo largo de más de 4000 km de litoral (Bezerra, 2001)

Los Tabuleiros Costeiros del BRD están compuestos por un gran número de cuerpos de agua de importante envergadura alargados en sentido NNO-SSE (ej. Lagos Palmas, Nova, Juparana). Estos controlan fuertemente la red de drenaje regional, esta estructura se expresa en los lineamientos clasificados por Bricalli & Mello (2013), como “”, condicionando la presencia de valles cavados de planos inclinados donde predomina la erosión alveolar (Lani, 1998). Este paisaje es una secuencia de terrazas planas, con elevaciones de 28 a 65m que están separados entre sí por amplios valles y áreas bajas que contienen lagos y humedales dispersos. La mayoría de los valles son de fondo plano y están ocupados de sedimentos cuaternarios, cortados por ríos y/o pequeños arroyos (Peixoto et al., 2008).

Existe un consenso entre los investigadores que estudian la región que este complejo lacustre fue formado por procesos de represamiento del curso de agua por sedimentos de origen fluvial y/o marino durante la última gran glaciación (15.000 – 18.000 AP) (Coelho, 2007).

Sugio et al. (1982), propusieron que la formación del sistema lacustre en el valle inferior del río Doce estaría relacionada con variaciones climáticas y fluctuaciones relativas del nivel del mar durante el Cuaternario. Destacan que durante el Pleistoceno tardío (15.000-18.000 años AP), cuando el nivel del mar estaba 100 m por debajo del nivel actual, los valles fluviales actualmente ocupados por los lagos sufrieron un intenso proceso de excavación sobre la Formación Barreiras, siendo posteriormente sumergidos durante el último período transgresor, unos 5.100 años AP.

Conjuntamente a factores paleoclimáticos, los alineamientos de relieve y la morfología de los cuerpos lacustres sugieren el posible papel de los mecanismos tectónicos en su formación (Hatushika, et al., 2005).

Los suelos están constituidos por arenas y arcillas intercalados con eventuales líneas de piedras dispuestos en capas con espesuras variables en relación con las ondulaciones del sustrato rocoso, que eventualmente aflora influenciando la morfología del terreno (Radambrasil, 1987).

1.3.1.3 Planicie Fluvial lacustre

La unidad denominada Planicie Fluvial Lacustre, limita al oeste con los “Tabuleiros” Costeros y al este con la planicie costera, en realidad es una extensión de esta última pero diferenciada por los procesos de sedimentación y erosión del Río que se torna evidente por la presencia de antiguos tributarios, cuando la región poseía características típicas de un delta (Martin et al., 1997). Es una planicie Cuaternaria formada por depósitos continentales de la Formación Barreiras, cuya superficie está ligeramente inclinada hacia el océano y diseccionada por una red hidrográfica subparalela, frecuentemente repetida por la presencia de amplios valles con fondos planos, actualmente cubiertos por sedimentos Cuaternarios.

Los paleocanales relacionados con cursos anteriores del río Doce son reconocidos por tres cinturones alargados y ligeramente sinuosos, con dimensiones similares a las del curso actual es decir, con anchuras aproximadas de 1,3 km y longitudes máximas de 50 km a lo largo de la llanura deltaica. Estos paleocanales se encuentran al sur y al norte del actual lecho del Río Doce. Además de estos, una red de paleocanales más pequeños de patrón distributivo se encuentran principalmente en la planicie norte del río.

Martin et al. (1997), realizaron una reconstrucción de diferentes estados de evolución del delta del río Doce a lo largo del Cuaternario, relacionando las variaciones del nivel del mar que resultaron en las fases de construcción, erosión y abandono de las paleo desembocaduras de los tributarios e interrupción de las crestas de playa en los últimos 5.100 años AP. En aquel entonces ya existía un sistemas de islas barreras / lagunas que comenzó a rellenarse de sedimentos

provenientes de Río Doce, favoreciendo el desarrollo de la planicie fluvial lacustre. Entre los años 4.200 y 3.900 AP la planicie estaba formada por varios tributarios con características propias de un delta. Ya en el periodo siguiente (2.500 años AP) caracterizado por la fase de erosión se destacó por el abandono de las paleo desembocaduras y el desarrollo de las crestas de playa.

Al respecto de la transgresión del mar, Bandeira et al. (1975), constataron que durante el Flandriano, el nivel del mar alcanzó el sur donde hoy se localiza la ciudad de Linhares (ES), formando una ensenada. Estos autores verifican que después de ese máximo nivel alcanzado, se dieron condiciones que permitieron al Río un elevado transporte de sedimentos, constituido por materiales elásticos, principalmente de textura grosera, superando la competencia de los procesos costeros y favoreciendo así la construcción deltaica. Una vez iniciado el proceso de sedimentación, las arcillas del frente deltaico cubrieron gradualmente las arcillas depositadas durante la última transgresión. En esta fase en la que el Río Doce sedimentó, la ensenada de Linhares, los Ríos São Mateus y Barra Seca juegan un papel importante, constituyendo pequeñas cúspides deltaicas. Después de cubrir la ensenada de Linhares, el Río Doce continuó avanzando hacia el este, utilizando canales estrechos y serpenteantes. En el período pre-actual, como consecuencia del aumento de su caudal y competencia, el río abandonó los canales serpenteantes y pasó a tener dos tributarios de cauce ancho con tramos rectos. En ese momento, la desembocadura del río Doce se ubicaba al nivel actual de la laguna Monsarás; la dinámica costera, sin embargo, favoreció la formación de cordones arenosos que obstruían el flujo natural del agua al mar y el río comenzó a formar un delta dentro de una laguna. Solo más recientemente, después de una intensa fase erosiva en el frente de progradación del delta, el Río Doce, debido a su mayor competencia, comenzó a fluir en el lecho actual (Radambrasil, 1987).

1.3.1.4 *Planicie costera*

La existencia de grandes llanuras costeras cuaternarias es una de las características de la parte central de la costa brasileña. En tal sentido, en la

región de Espírito Santo los depósitos Cuaternarios alcanzan su máximo desarrollo en relación a otros estados litorales de Brasil (Martin, 1997).

La planicie costera del BRD es un área plana resultante de la combinación de procesos de acumulación fluvial y marina, sujeta o no a inundaciones periódicas, comprendiendo ríos, manglares, deltas, diques marginales, lagunas y terrazas arenosas (Radambrasil, 1987; Martin et al., 1996).

Este paisaje costero, posee características de progradación, típicas de sistemas deposicionales deltaicos, que se forman por los sedimentos transportados por los ríos que se acumulan al entrar a la cuenca oceánica. Esta elevada tasa de sedimentación es una condición de suma importancia para la formación de deltas, como es el caso de las desembocaduras de los ríos más importantes de Brasil (Paraíba do Sul, Doce, Jequitinhonha y São Francisco), denominadas por Bacoccoli (1971), como "deltas altamente destructivos dominados por las olas".

El Pleistoceno fue marcado por la presencia de terrazas arenosas (paleocosta) con formaciones lineales, desplazados de la costa actual (Martín et. al., 1980; Cohen et al., 2014), estas líneas son fácilmente observables en las imágenes de satélite, ya en el holoceno ocurrió también la formación de terrazas con cotas menos elevadas y granulometría más fina.

La primera elevación del mar fue de aproximadamente de 8 m (123.000 años AP) y la segunda alrededor de 4,8 m (5.100 años AP) (Martin et al., 1996), dando lugar a crestas / surcos de playa paralelas a la línea de costa relativamente preservadas, ocupadas por vegetación dispersa de restinga y por pequeñas depresiones formándose algunas lagunas y humedales alargados, muchos con fondo de turba (Albino, 1999).

Los humedales asociados fuertemente a los pulsos de inundación y sequía del río, actúan como reactores fisicoquímicos en donde el ingreso de nutrientes, sedimentos y organismos genera una serie de transformaciones, este fenómeno descrito por Neiff (1999), quien destaca la importancia de la planicie costera en términos reciclado, almacenado, re movilización y transformación de materiales en el continuo fluvial-marino.

Los humedales ocupan un rol clave en la regulación hidrológica: almacenan agua a corto y largo plazo, regulan la evapotranspiración, disminuyen la turbulencia del agua y la velocidad de los flujos gracias a las densas coberturas de vegetación y las geoformas propias de la planicie. Los diferentes procesos de regulación biogeoquímica mejoran la calidad del agua y su disponibilidad, almacenando, transformando y degradando materia orgánica, nutrientes, sales o contaminantes.

1.1.2 Hidrología

En la CRD se manifiestan dos patrones muy distintos en el régimen de caudales. Por un lado, los cursos de agua subtributarios, situados aguas arriba, en las zonas montañosas más altas de la cuenca, presentando caudales relativamente bajos. Por otro lado, se encuentran los afluentes o ríos con mayor caudal, como los de las grandes cuencas que desembocan en el Río Doce (Suaçuí Grande, el Santo Antônio, el Piracicaba y el Piranga) y el mismo Doce. Según Cupiloto (2008), este hecho se debe a la situación topográfica e hidrogeológica de la CRD. La topografía escarpada favorece la formación de flujos intensos en estos afluentes y sub-afluentes del Doce y las fuentes de estos ríos están ubicadas en las regiones montañosas de Mantiqueira y Espinhaço, áreas geológicamente formadas por fracturas y tipos de rocas que favorecen la formación de acuíferos que alimentan freáticamente estos ríos. Los meses de diciembre, enero y febrero presentan los mayores valores de caudal. A partir de marzo y abril el caudal disminuye y de mayo a agosto se presentan los valores más bajos de caudal.

En la CRD, la estación lluviosa abarca los meses de octubre a marzo, mientras que la estación seca se extiende de abril a septiembre. Durante la temporada de lluvias, el agua drenada a lo largo de la cuenca transporta partículas. Por lo tanto, el uso y cobertura del área de drenaje contribuye de manera diferenciada a la calidad y cantidad de material acarreado. De esta forma, las actividades económicas que se desarrollen en cada subcuenca influirán de manera diferente en los cambios en la calidad del agua. A modo de ejemplo, en una región donde predomina una intensa actividad agrícola, el suelo es más susceptible al

transporte de partículas desde su superficie y los nutrientes agregados por el productor serán adsorbidos a estas. Por lo tanto, se espera un aumento en las concentraciones de nitrógeno y fósforo en el agua, lo que puede eutrofizar los cuerpos de agua.

Además, los eventos de lluvia provocan un aumento en el caudal de los ríos, no solo por deposición directa y escorrentía superficial, sino también por el agua infiltrada en el suelo que alimenta los cuerpos de agua a través de las aguas subterráneas. Con más energía siendo desplazada a lo largo del río en períodos lluviosos y de elevado caudal, las partículas previamente sedimentadas están sujetas a la resuspensión y las orillas del río a la erosión. Como efecto de estos procesos, aumenta la cantidad de sólidos en suspensión en la columna de agua alterando la disponibilidad de luz para el aprovechamiento de los organismos fotosintéticos. Como la fotosíntesis es la base del aporte energético de cualquier ecosistema, todo el metabolismo del río se ve alterado, favoreciendo cambios en parámetros como turbidez, clorofila-a, oxígeno disuelto, pH, etc.

En contraposición, en el período seco, hay una menor entrada de material del exterior del sistema (por ejemplo material alóctono), menor caudal del río, menor turbidez y, por tanto, mayor transparencia en el agua. En algunos casos, dependiendo del sistema, en el período seco algunos parámetros pueden tener concentraciones más altas debido a que hay un menor volumen de agua y en consecuencia una menor dilución (Oliveira & Quaresma, 2017)

Hacia el tramo inferior del Río Doce, cerca de la ciudad de Linhares, en el estado de Espírito Santo, hay numerosos lagos marginales que son alimentados por afluentes secundarios. En el transcurso de los últimos 10.000 años, estos cuerpos de agua se han desconectado del río principal debido a movimientos tectónicos, responsables de la restructuración del relieve en la región. Además, otras forzantes provocadas por cambios paleoclimáticos, como el gran aporte de materiales de la cuenca alta y la formación de barreras influenciadas por los cambios en el nivel del mar (Suguo y Kohler, 1992; Hatushika et al., 2007)

La intrusión marina de 7.400 a 5.100 años AP (período postglacial), en los valles y ensenadas de la planicie deltaica originó el sistema lagunar-estuarino Suruaca,

con márgenes lodosos, que permitió el desarrollo de manglares. Estudios paleoecológicos basados en estudios de facies sedimentarias, registros palinológicos e isotópicos indican que después de este período la regresión relativa del nivel del mar y los aportes de los ríos promovieron el reemplazo de los manglares por formaciones herbáceas de tipo pantanoso (França et al., 2013; Cohen et al., 2014).

Como se mencionó, las actividades antrópicas son inductoras importantes cambios en el ambiente de CRD. Particularmente al respecto de los impactos en el régimen de caudales, se destaca la deforestación que comenzó su proceso en los inicios en la década de 1920 y se aceleró fuertemente a partir de 1950. Desde de entonces la región experimento una aceleración en el proceso de ocupación de la tierra causando extracción de la cubierta vegetal primaria y ocasionando cambios en la dinámica hídrica, acelerando la escorrentía superficial y disminución en la capacidad de almacenamiento en la interface suelo – vegetación. Por todo esto, es que existe un aumento en el transporte de agua y sedimentos provocando sedimentación e inundaciones más frecuentes. Por su parte, en los periodos secos, la falta de retención hídrica de los suelos se traduce en baja disponibilidad de agua para el río (Coelho, 2007).

1.1.3 Influencia Antrópica en el flujo de materiales. Ruptura de la represa de San Marco

Como ya se destacó anteriormente, el término Antropoceno propuesto y cada vez más empleado para denotar el intervalo actual de cambio ambiental global antrópico, como época formal en el sentido que, desde el inicio de la Revolución Industrial, la Tierra ha sufrido cambios suficientes para dejar una firma estratigráfica global distinta a la del Holoceno, o de las fases interglaciares del Pleistoceno anterior (Crutzen, 2006).

Estos cambios, aunque probablemente solo en sus fases iniciales, son lo suficientemente distintos y están firmemente establecidos, para que las sugerencias de un límite entre el Holoceno y el Antropoceno, en el pasado histórico reciente, sean geológicamente razonables (Syvitski & Kettner, 2011).

Tales transformaciones alcanzan el nivel de un evento climático geológico, como el visto en la transición entre el Pleistoceno y el Holoceno (Zalasiewicz, et al. 2008).

A principio del siglo XX, el nivel de transporte de materiales a lo largo de grandes cuencas hidrográficas, se vio aumentado por la mecanización relacionada con la remoción de tierra, la minería, la construcción de terrazas y la deforestación (erosión, fijación de N₂, transferencias de metales, etc.) (Meybeck, 2002). Posteriormente a partir de los años 50, esta situación se invirtió para la mayoría de los ríos, debido a la proliferación de represas. Una tendencia de subsidencia que supera a la sedimentación comenzó en la década de 1930 para algunos deltas, y para muchos deltas se ha convertido en una señal dominante en términos de nivel relativo del mar, superando incluso la huella del calentamiento global en el nivel del mar global (Syvitski & Kettner, 2011).

Estos impactos globales han dado lugar a cambios importantes en la forma en que el agua y los sedimentos fluyen a través de los continentes y posteriormente se descargan en el mar. El área directamente afectada por estos cambios es del mismo orden de magnitud que el área de cambios naturales observados durante los últimos 18.000 años, a pesar de las grandes transformaciones observadas hasta el presente, la mayoría de los impactos de los cambios fluviales globales probablemente estén por delante de nosotros, particularmente para la zona costera y la biodiversidad (Meybeck & Vörösmarty, 2004).

Los flujos de los sistemas fluviales están regulados por un conjunto de filtros naturales y artificiales que controlan la retención de material del río en varias escalas de tiempo. Durante los últimos 100 años, estos sistemas fluviales se han visto afectados y modificados en gran medida reduciendo, destruyendo o desconectado muchos filtros naturales, mientras que se crearon nuevos filtros artificiales, en particular la construcción de embalses y establecimiento de campos de regadío (Meybeck, 2002). La importancia de los filtros en los flujos de los ríos depende de su especificidad y de sus posiciones relativas dentro del sistema. La distribución de los filtros naturales como los suelos, los humedales de cabecera, laderas y piedemontes, llanuras de inundación y estuarios pueden diferir mucho de un sistema a otro, pero en mayor o menor medida actúan como

retentores de agua sedimentos y nutrientes amplificando los ciclos biogeoquímicos (Mitsch & Gosselink, 1993).

En la CRD las modificaciones antrópicas que afectan el flujo de materiales comenzaron con el proceso de extinción del bosque autóctono, ocurrido principalmente en el BRD a partir de la primera mitad del siglo XIX y se acentuó con la actividad minera y la construcción del ferrocarril que comunica Minas Geras con Espírito Santo. En la parte alta de la cuenca del Río Doce existen varias minas para la explotación de hierro, manganeso y oro, principalmente en la región del Cuadrilátero Ferrífero, donde los ríos Piranga y Carmo funcionan como canales para la recepción de relaves y varios efluentes (Viglio & Cunha, 2016).

La Mata Atlántica típica de la región se transformó entonces en cultivos de café y tierras para pastaje. En la década de 1930 comienza el proceso de industrialización de la cuenca con la implantación de industrias metalúrgicas como es el caso de la compañía Vale del Rio Doce. Para la segunda mitad del siglo XIX comienza a expandirse también la industria de la celulosa

La gran disponibilidad de agua en la cuenca permitió, el desarrollo de grandes emprendimientos agroganaderos y forestales, como el monocultivo de eucaliptus, frutas tropicales, entre otros, produciendo fuertes transformaciones ambientales. También se desarrollaron otras actividades, vinculadas a la generación y transporte de energía (Por ejemplo gas, extracción de petróleo crudo y gasoductos). Este proceso de ocupación de en las últimas décadas, generó transformaciones directas en la hidrología, por ejemplo la construcción de la represa de Mascarenhas en 1974 en el municipio de Baixo Guandu a 143 km de la desembocadura del río y de la represa Aimorés en 2005, localizada en la frontera entre los estados de Espírito Santo e Minas Gerais, ambas generadoras de energía eléctrica.

La supresión de los flujos naturales mediante la construcción de represas, dificulta los intercambios de agua, sedimentos y organismos en el continuo fluvial marino. Esto generalmente trae cambios perjudiciales que afectan la

conservación y funcionamiento ecosistémico, incluida la calidad del agua, la biodiversidad y sus sistemas de sustentación (Granit et al., 2017).

El represamiento produce un flujo de agua, sedimentos, nutrientes y materia orgánica bastante regulado, alterando las geformas del canal y la línea de costa adyacente (Coelho, 2007). Otras presiones ambientales, como el patrón de usos de la tierra, tiene como consecuencias impactos ambientales como acidificación, sedimentación, contaminación, eutrofización, etc. (Barroso & Mello, 2013).

Particularmente, en la planicie de inundación costera, tanto al norte (Valle de Suruaca) como al sur de la desembocadura del río Doce, se presentan suelos hidromórficos que sufrieron grandes transformaciones debido a una obra de canalización realizada en su mayoría por el “Departamento Nacional de Obras e Saneamento” (DNOS), para drenar el área inundada del valle para la expansión agroproductiva y también de extracción petrolífera que llevo a una utilización más intensiva de los suelos de la región (Lani et al., 2009). El manejo consiste básicamente en drenar el área, para ampliar la extensión de los suelos utilizados principalmente en las actividades de pastaje, percibiéndose una disminución significativa de la fertilidad asociada a una disminución del pH

Para comprender el estado ambiental de la CRD es fundamental analizar el evento ocurrido 5 de noviembre de 2015, por su gran envergadura y múltiples implicancias ambientales ya que se lo categorizo como uno de los peores desastres ambientales en la historia de Brasil (Hatje et al., 2017; Barbosa et al., 2019).

Se trata de la ruptura de la represa de contención de desechos de mineral de hierro de Fundão (Samarco S.A., en Mariana – MG) que libero 34 millones de m³ de residuos de la industria minera al ambiente (ANA, 2015). Estos residuos compuestos principalmente por óxido de hierro y sílice (IBAMA, 2015) recorrieron 663,2 km de cursos de agua, dejando un rastro de destrucción hasta alcanzar el litoral del Espírito Santo 10 días después (IBAMA, 2018).

A lo largo del tramo alcanzado por los residuos mineros, se constataron daños ambientales y sociales directos, tales como la muerte y desaparición de personas; aislamiento de áreas habitadas; desalojo de comunidades por la

destrucción de viviendas y estructuras urbanas; fragmentación de hábitats; destrucción de áreas de preservación permanente y vegetación nativa; mortandad de animales de producción y domésticos; mortandad de fauna silvestre en el período de veda; dificultad de generación de energía eléctrica por las hidroeléctricas afectadas; alteración en la calidad y cantidad de agua, así como la suspensión de sus usos para las poblaciones y la fauna; además de la sensación de peligro y desamparo de la población en diversos niveles (IBAMA 2015; Hatje et al., 2017).

A propósito de los impactos negativos derivados de esta catástrofe ambiental, se están desarrollando algunas investigaciones al respecto. Por ejemplo, Segura et al. (2016), luego de analizar diferentes grupos de muestras de sedimento y agua de las zonas afectadas por el residuo minero, encontraron 4 veces más concentraciones de Fe y Mn que lo permitido según las leyes brasileñas, Ba, Pb, Como, Sr, Fe, Mn y Al tienen un alto potencial de movilización del lodo al agua. Además, encontraron baja diversidad microbiana en suelos y riesgos potenciales de citotoxicidad y daño al ADN.

Queiroz et al. (2018), muestrearon el sedimento en zonas húmedas del estuario del Río Doce. Observaron que estas áreas contenían metales procedentes del desastre ocurrido en la mina de Samarco S.A., sin embargo, concluyeron que estos metales pueden ser movilizados por las características ácidas de los suelos.

Por su parte Magris et al. (2019), a través de un modelaje hidrológico de la CRD evaluaron la pluma de dispersión en el océano costero. Efectivamente, demostraron que el evento causó un aumento agudo en la cantidad de sedimentos que entraron en el área costera, exponiendo ecosistemas muy sensibles a la contaminación. Los autores concluyen que la intensidad de los impactos disminuirá con el tiempo, pero se prevé que se amplíe el área total de los daños ecosistémicos.

En efecto, el crecimiento de macrófitas en las aguas contaminadas por la ruptura de la represa se vio afectado presentando un aceleramiento con deformaciones, probablemente inducido por la interacción de Fe, Mn, Al y P (Bottino et al., 2017).

Campos (2011), analiza la variabilidad espacial y temporal de la pluma del río Doce a partir de clasificaciones multispectrales realizadas con imágenes de los satélites Landsat e CBERS, observando que el caudal es el principal forzante que controla el comportamiento de la pluma. También, los vientos actúan en la propagación de la pluma de manera bastante sistemática, esto es, produciendo el mismo efecto en la forma de la pluma.

También la pluma del Río doce es estudiada con imágenes MODIS por Marta-Almeida et al., (2016), después del colapso de la represa de residuos mineros, ellos observaron que la pluma alcanzó la plataforma continental frente a la ciudad de Río de Janeiro.

En este escenario de complejas relaciones, surge la necesidad de avanzar en la línea de trabajo que incorpore el concepto de “continuo fluvial-marino”, como marco de un sistema que establezca relaciones entre el transporte de materiales, los pulsos del río y la geomorfología de la cuenca (Miller et al., en prensa).

En tal sentido se plantea abordar este problema de manera integral, considerando los procesos espaciotemporales que se dan entre el río, los cursos fluviales y cuerpos de agua, la planicie costera y la pluma estuarina. Este enfoque incorpora la integración de diferentes fuentes de datos y técnicas de procesamiento, entre las cuales cabe destacar las geotecnologías. Esto significa realizar estimaciones partir de imágenes de satélite y productos derivados de estas, incluyendo datos de campo y la aplicación de técnicas de análisis espacial y geoestadística

1.2 Hipótesis de investigación

Hipótesis:

- La dinámica de la hidroconectividad del continuo fluvial-marino de la Cuenca Baja del Río Doce puede ser evaluada por medio de geotecnologías, particularmente sensores ópticos y de radar, en relación al papel de los filtros fluviales naturales y antrópicos, los potenciales aportes de residuos mineros de hierro y los pulsos de inundación y sequía.

1.3 Objetivos

Objetivo General

- Evaluar la relación entre los filtros fluviales (cuerpos de agua, represas y humedales) de la Cuenca baja del Río Doce y el estado del agua superficial, utilizando datos satelitales multiespectrales, de radar e hidrometeorológicos.

Objetivos Específicos

- Caracterizar los filtros fluviales como condicionantes de la hidroconectividad de los ecosistemas acuáticos
- Analizar la distribución espacial del sistema acuático superficial en diferentes condiciones hidrológicas y meteorológicas como potenciales reguladores del flujo de agua fluvial
- Relacionar la respuesta espectral del agua superficial del Río Doce con la turbidez, en relación al residuo minero, el caudal y la capacidad de los humedales y reservorios de agua en alterar los flujos de materiales
- Construir un modelo semiempírico para estimar la turbidez del agua superficial de las masas de agua fluvial, estuarina, plataforma continental interna y oceánica utilizando como insumo datos satelitales multiespectrales
- Analizar la dinámica del río, las lagunas y la pluma fluvial/estuarina después de la ruptura del dique de contención de residuos mineros, en cuanto a la turbidez del agua por medio de análisis temporal de imágenes de satélite
- Estimar el alcance del residuo minero en la zona continental de influencia del Bajo Río Doce para un evento crítico de alto caudal y desborde del canal principal

1.4 Estructura de la tesis

En este trabajo se realizan una serie de análisis que utilizan fundamentalmente tecnologías de datos de teledetección y análisis espacial para abordar la dinámica del continuo fluvial marino y su hidroconectividad. En particular se realiza la detección, delimitación y análisis de los filtros fluviales como reguladores cualitativos y cuantitativos del flujo hídrico y se estima a partir de un modelo basado en datos multispectrales la turbidez del agua superficial. Además, se investiga la forma, alcance y dinámica de la pluma costera, como la interface que integra el aporte de materiales de la cuenca hidrográfica al mar. Por último se integran las metodologías y la información producida en función de la ruptura de la represa de Samarco Mineração S.A., que libereó 34 millones de m³ de residuos provenientes de la actividad minera al ambiente, evaluando el alcance de éste en la zona baja y costera de la cuenca del Río Doce.

El informe se divide en capítulos organizados de forma interconectada, vinculados entre sí en relación al objeto de estudio y los métodos aplicados, pero con independencia suficiente para que sea posible su comprensión y adecuación a futuros artículos científicos. De esta manera, la estructura del trabajo siguió el siguiente orden:

En el capítulo 1 “Introducción” se realiza una contextualización del problema, la descripción del área de estudio, particularmente en los aspectos geomorfológicos, climáticos, hidrológicos y antrópicos. Se trata de un marco conceptual que incorpora los principales rasgos vinculados al flujo de materiales en el continuo fluvial marino. Además se realiza el planteo de la hipótesis, los objetivos generales y específicos del trabajo de investigación. También se introduce el concepto y utilidad de la teledetección para abordar el problema planteado

En el capítulo 2: “Hidroconectividad del Bajo Río Doce”. Se efectúa un relevamiento de información secundaria y se estructura un Sistema de Información Geográfico (SIG). Complementariamente, se aplica un análisis hidrogeomorfológico en base a un MDT de alta resolución espacial en un ambiente SIG. Se tomó como referencia un evento de inundación extremo

ocurrido en diciembre de 2013 elaborando un mapa de inundación a partir de datos LANDSAT 8 que se utiliza de manera complementaria para la validación de capítulos posteriores. Además se realiza la identificación y caracterización de los principales filtros fluviales encontrados.

En el capítulo 3: “Dinámica espaciotemporal en la extensión de los Ecosistemas Acuáticos del BRD a partir de Datos SAR”, se detectan y analizan la extensión de los cuerpos de agua superficiales y se analizan los cambios espaciotemporales sufridos entre diferentes fechas en condiciones hidrometeorológicas de elevado caudal y desborde del curso principal. Este proceso se realiza a partir de clasificaciones supervisadas de datos SAR, del satélite Sentinel 1 y productos de textura derivados de la matriz de covarianza, que permitieron una elevada precisión. El aporte de este capítulo radica en la metodología para el procesamiento de datos SAR y obtención de cartografía de los cuerpos de agua del BRD en perdidos húmedos.

Con esta metodología se logró estimar el alcance del residuo minero en la planicie de inundación, cuantificando el área de desborde producto de un evento de alto caudal, que se produjo pocos días después de la ruptura de la represa.

En el capítulo 4: “Detección y análisis temporal de los humedales y áreas inundables del BRD a partir de datos ópticos y SAR” se analizan las respuestas espectrales de los humedales del BRD, en un periodo seco y se realiza la detección de los mismos implicado un análisis multisensor. Se realizó un trabajo de campo, en simultáneo con la pasada de los satélites S1 y S2, empleándose material GPS, DRONE y cámara fotográfica. Se desarrolló una metodología de clasificación multitemporal de datos Sentinel 1 a partir de la plataforma Google Engine.

El trabajo "Wetland mapping with multitemporal Sentinel radar remote sensing in the Southeast region of Brazil" es parte de este Capítulo y fue publicado en “Latin American GRSS & ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS)” y en “International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences - ISPRS Archives”. Como coautor del trabajo, mis tareas estuvieron vinculadas al diseño y realización del relevamiento en terreno,

calibración y procesamiento de imágenes de radar. Análisis de los mecanismos de interacción de la señal del radar con las coberturas y usos de la tierra. Testeos del código implementado para la clasificación, realización de cartografía y redacción del artículo científico

En el Capítulo 5 “Remote sensing monitoring of mining tailings in the fluvial-estuarine-coastal ocean continuum of the Lower Doce River Valley (Brazil).” se analiza la respuesta espectral del agua superficial a partir de datos Sentinel 2 y datos in situ obtenidos en diferentes cuerpos de agua continentales de la Cuenca Baja del Río Doce y el área costera/marina adyacente a la desembocadura del Río.

Se utilizan pares de datos sincrónicos entre la pasada del satélite y las campañas de campo en diferentes fechas. Estos datos son procesados con análisis multivariado con el objetivo de predecir la variable turbidez (NTU) a partir de las bandas de las imágenes S2.

El modelo obtenido se aplica en diferentes fechas relacionadas al aporte del residuo minero, al caudal y altura del Río, realizándose un análisis temporal de la turbidez del agua en el río, las lagunas y la pluma costera.

Este capítulo se encuentra en formato conforme al de artículo científico: “Miller, M E; Ghisolfi, R D; Barroso, G F. *Remote sensing monitoring of mining tailings in the fluvial-estuarine-coastal ocean continuum of the Lower Doce River Valley (Brazil)*”, siendo sometido para su publicación por la revista Environmental Monitoring and Assessment.

El capítulo 6 Conclusiones y Perspectivas se integran las conclusiones del trabajo interconectando los diferentes análisis realizados en los capítulos anteriores en función del objeto de estudio, los métodos aplicados y los resultados obtenidos. También se realiza una discusión acerca de las perspectivas que emergen a partir de este trabajo, considerando el aporte metodológico en el marco del estado del arte de la problemática abordada.

Capítulo II

2. Hidroconectividad del Bajo Río Doce

2.1 Introducción: El continuo Fluvial Marino

Los ríos representan el nexo más importante, la principal vía de transporte, entre los continentes y los océanos, en la mayoría de los ciclos biogeoquímicos. Este flujo de materiales, está sujeto a cambios espacio-temporales a diferentes escalas, bajo la intervención de factores bióticos y abióticos, estrechamente relacionados entre sí: clima, relieve, tipos de suelo, régimen de caudales, cobertura vegetal, cuerpos y cursos de agua interfieren en la conformación del continuo fluvial – marino (Meybeck & Vörösmarty, 2004).

Una de las características dinámicas más importantes que describen el continuo fluvial-marino es la conectividad hidrológica, que consiste en el intercambio de materia, energía e información entre diferentes elementos del paisaje ribereño a través del agua. Este fenómeno puede ser abordado a partir de la hidrogeomorfología, que se centra en el vínculo interactivo de los procesos hidrológicos con las geoformas, los materiales lixiviados y erosionados del área de drenaje y transportados por los canales fluviales, esto es, la relación de los procesos geomorfológicos con el agua superficial y subterránea, en las dimensiones temporales y espaciales (Poole, 2010).

Lo anterior muestra que el aporte de materiales de las cuencas hidrográficas al océano no es constante, durante este proceso suceden fenómenos como captura, sedimentación, biofiltración, transformación, desnitrificación, autopurificación, dislocación y recirculación (Souza & Knoppers 2011). Tales transferencias de materiales son gobernadas por múltiples factores que moldearon los sistemas de drenaje a lo largo del holoceno.

Håkanson (2006), realiza un análisis del transporte másico de compuestos asociados a los Materiales Particulados en Suspensión (MPS) en lagos, ríos y zonas costeras, empleando bases de datos de diferentes regiones del mundo. El autor plantea que los materiales transportados por la corriente son la llave para entender el funcionamiento integrado de los sistemas acuáticos, en este sentido

define un grupo de reglas básicas que regulan el transporte de MPS. El relieve de la tierra producto de la última glaciación y los cambios en el nivel de mar, son condicionantes importantes para la generación y transporte de MPS. Un río de caudal elevado aumentará el transporte de sólidos, así como la elevada producción autóctona. De forma compensatoria la sedimentación es un proceso clave para reducir las partículas suspendidas de las masas de agua, mientras que el fenómeno de resuspensión de sedimentos se activa por la actividad del viento y/o la pendiente.

Los intercambios producidos, a partir de la conectividad de los procesos fluviales, produce alteraciones cualitativas y cuantitativas en el flujo del agua, también mediadas por la presencia y tipos de filtros fluviales. Meybeck (2002), a partir de un estudio global que incluyó grades cuencas hidrográficas, categorizó como el primer filtro universal al conjunto formado por la biomasa vegetal, los suelos y sus aguas subterráneas freáticas asociadas, ya que retiene, transforma y transfiere materiales, provenientes de la atmósfera (absorción de CO₂ y fijación de N₂), de los químicos del suelo a partir de la meteorización y lixiviación, o por erosión mecánica de suelos y rocas. El carbono y algunos nutrientes clave como potasio, nitrógeno, fósforo y sílice se pueden almacenarse en el filtro de suelo / vegetación.

En el marco del análisis de transporte de materiales, Meybeck & Vörösmarty (2004) evalúan la importancia de la continuidad / conectividad fluvial en las cuencas hidrográficas en relación a la presencia y tipos de filtros fluviales, como controladores de la retención de material del río en varias escalas de tiempo. Ellos consideran que la biomasa vegetal, suelos y sus aguas subterráneas freáticas asociadas, son filtros universales presentes en todas las cuencas hidrográficas. Sin embargo, estos autores plantean la existencia de otros filtros fluviales que pueden estar presentes o no en una determinada cuenca, como las pendientes y piedemontes, humedales de cabecera, lagos / represas, llanura aluvial fluvial, estuarios, embalses y campos irrigados.

La parte central de la costa brasileña experimentó considerables fluctuaciones relativas del nivel del mar durante el Cuaternario, esto conjuntamente con el transporte costero de sedimentos, las fluctuaciones paleoclimáticas y las cargas

másicas de los ríos, produjeron un efecto profundo en la evolución de las llanuras sedimentarias. Durante los períodos de inmersión (aumento relativo del nivel del mar), los sistemas barrera-isla / laguna son dominantes, mientras que la caída del nivel del mar crea condiciones muy desfavorables para la génesis y el mantenimiento de estas estructuras (Martin et al., 1996).

Considerando las acciones humanas como principales inductores de los cambios en la transferencia de materiales para el océano, Walling (2006), a partir de una revisión de trabajos y análisis de series históricas, destaca que los reservorios de agua son la más importante intervención en canales fluviales, responsables por la reducción en el transporte de sedimentos del continente al océano. Estos fenómenos que gobiernan los procesos de transferencia de materiales en la cuenca hidrográfica dependen de particularidades regionales y locales.

En el río Doce, se constataron importantes cambios en el transporte de materiales a lo largo del continuo fluvial marino, en este sentido Coelho (2006), a partir de los datos analizados entre 1938 y 2005, complementados con trabajos de campo, encontró una importante disminución del caudal producto de una serie de intervenciones, de las cuales se destacan: usos inadecuados del suelo como la deforestación, práctica de monocultivos, uso inadecuado del agua, potenciada con la construcción de embalses para el suministro de energía eléctrica, provocando un desequilibrio en el sistema fluvial y en cambios expresivos en la morfología del cauce.

En este contexto surge la necesidad de comprender los fenómenos que intervienen en la conectividad del sistema hídrico, y como los filtros fluviales actúan como reguladores del flujo de materiales desde la fuente hasta la desembocadura.

La teledetección se configura entonces, como una valiosa fuente de datos y herramientas, para proveer algunas de las informaciones clave de la estructura y los procesos que configuran en continuo fluvial marino. Particularmente resultan de gran utilidad los datos de elevación del terreno, ya que a partir de estos, es posible modelar el comportamiento del agua superficial. También los

sensores ópticos y de radar pueden resultar importantes fuentes de datos para la observación de dinámica de fenómenos como por ejemplo las inundaciones.

2.2 Objetivos

Objetivo General:

- Identificar y caracterizar los filtros fluviales como condicionantes de la hidroconectividad en el continuo fluvial marino

Objetivos Específicos:

- Determinar la pendiente del terreno, la dirección del flujo y las áreas sumidero en base a un modelo digital del terreno de alta resolución espacial
- Delimitar el área inundada durante el evento de mayor caudal en los últimos 30 años a partir de datos LANDSAT
- Caracterizar los principales filtros fluviales del Bajo Río Doce

2.3 Área de Estudio

La cuenca del Río Doce posee un gran desarrollo longitudinal y una importante variabilidad de ambientes, ocupa un área de drenaje de 83465 Km², el 86% pertenecen al estado de Minas Gerais y el restante 14 % al estado de Espírito Santo donde se encuentra el área de estudio que comprende la planicie costera cuaternaria con una extensión de 2439 km² (figura 2.1)

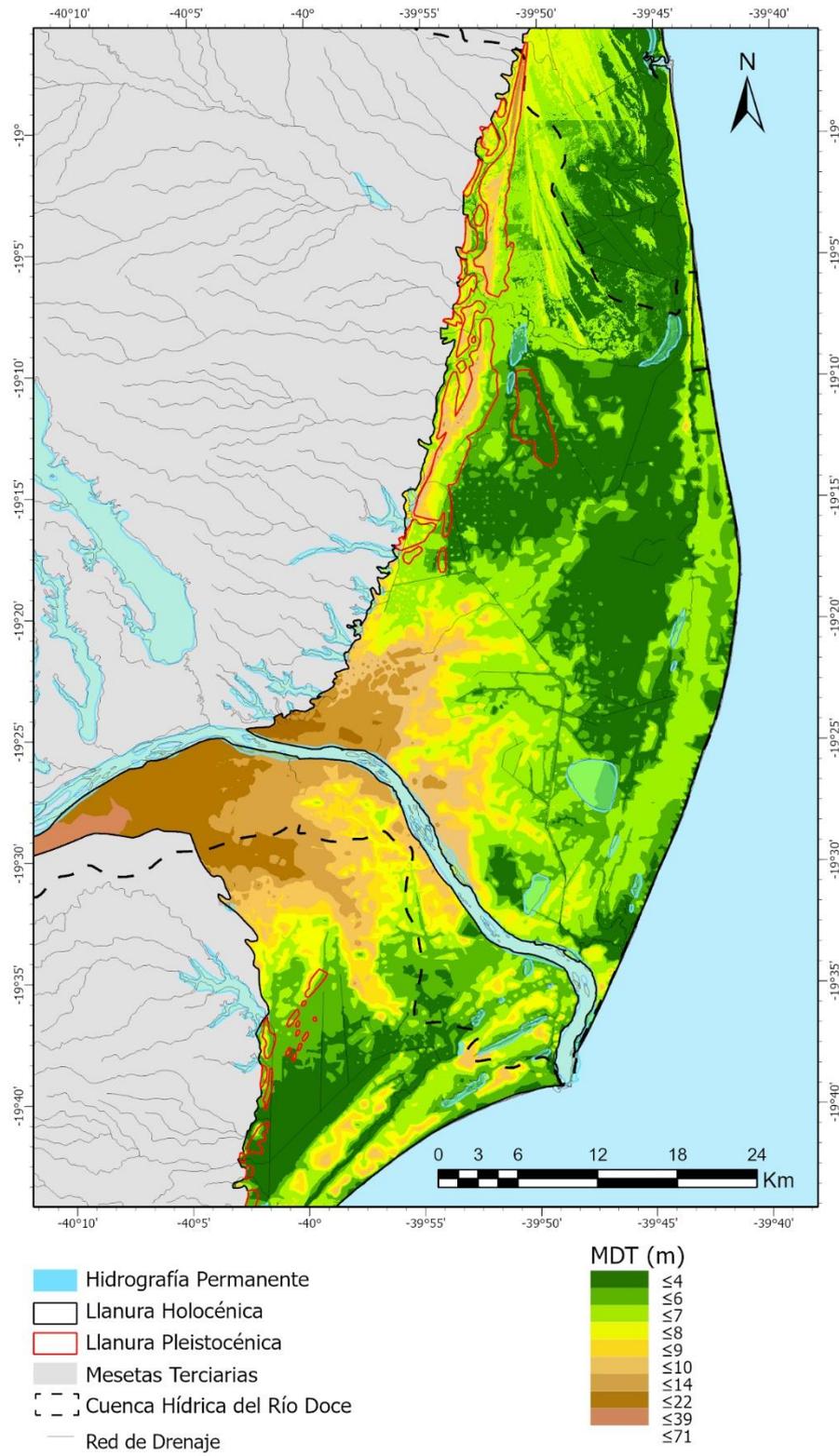


Figura 2.1 Área de estudio comprendiendo la planicie costera del BRD.

En la planicie Cuaternaria, se presentan alturas superiores a 40m solo en la zona este, coincidente con el comienzo de los Tabuleiros Costeros, y alturas en torno a cero tanto cerca de la línea de costa como en zonas deprimidas de la planicie. Se observan áreas ribereñas con escasa o nula diferencia de altura entre el lecho del río y la planicie costera, también aturas similares entre el cauce y cuerpos de agua permanentes (Ej. Laguna Areão, Areal y Monzaráz).

La llanura costera del Cuaternario se extiende hacia el este desde el borde de los Tabuleiros en forma de arco asimétrico, con el lado convexo hacia la costa. Se trata de un valle de inundación en donde coexiste la desembocadura del río con una serie de lagunas y humedales tropicales predominantemente formados por procesos de acumulación fluvial-marinos holocénicos ocurridos en el cuaternario (Martin et al., 1996).

La planicie costera norte también recibe materiales de la cuenca del río Barra Seca y San Mateus constituyendo características propias de un valle de inundaciones denominado “Vale de Suruaca”, sin embargo estas cuencas son considerablemente menores en superficie y aporte de materiales que la CRD.

Según el mapa geomorfológico da Folha SE.24 Rio Doce (Ramdabrazil, 1987) el área del BRD comprende diferentes tipos de modelos de acumulación sedimentar (figura 2.2), los cuales están fuertemente asociados a los compartimientos geomorfológicos descritos.

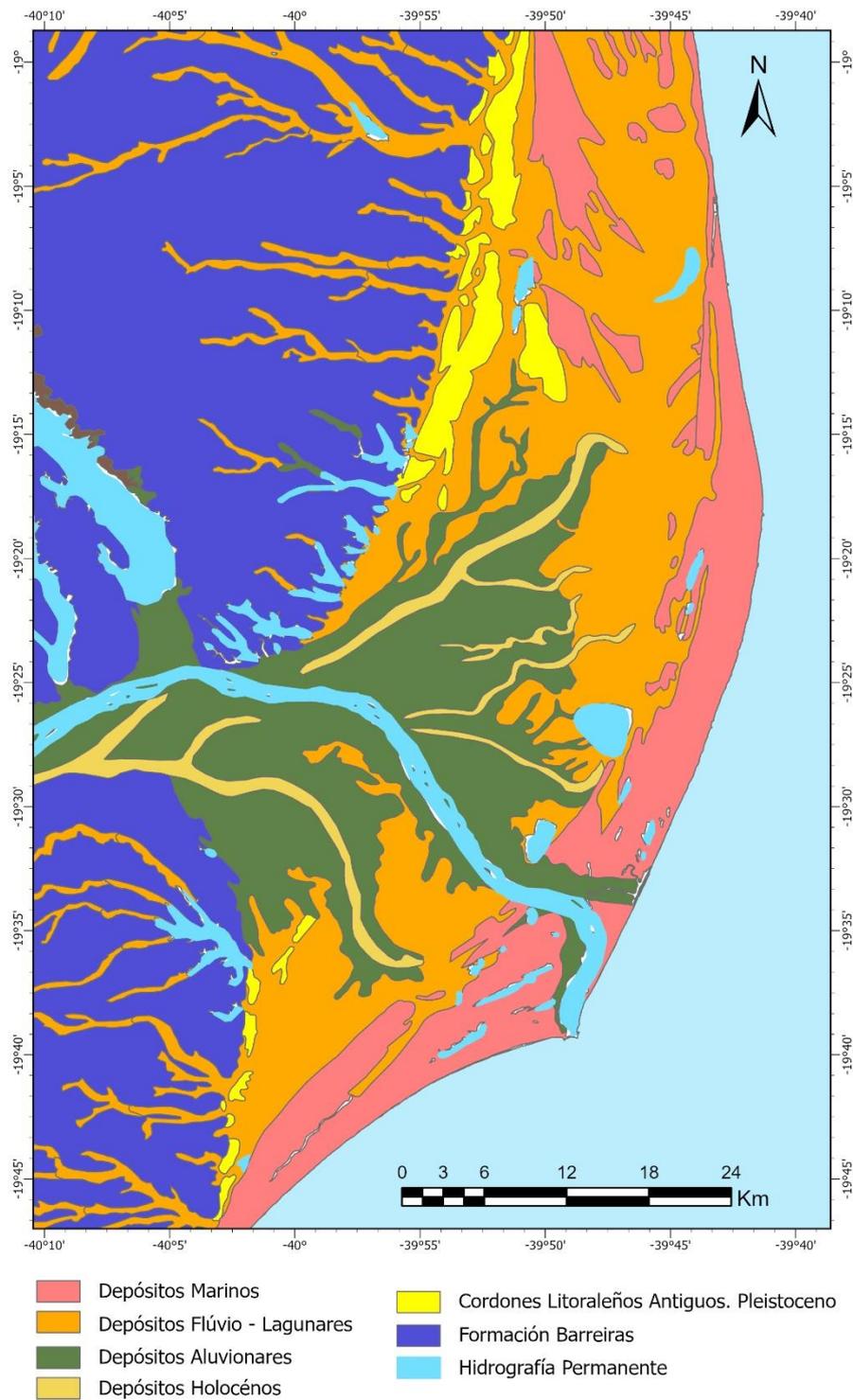


Figura 2.2- Modelos de acumulación sedimentar (Fuente: Vieira et al., 2018)

El curso principal actual, prácticamente destituido de meandros y tributarios, lanza al mar una descarga de materiales producidos por una intensa erosión a montante. Con la pérdida de velocidad de la corriente al alcanzar la llanura y

penetrar en el mar, el material más grueso es acumulado, formando los depósitos aluviales y fluvio - lagunares. El mar cuando se encuentra con elevada energía remueve los materiales finos y redeposita los gruesos en la playa, sobre la forma de cordones costeros, formando diques naturales. Además producto de la intrusión mariana se establecieron los cordones litorales antiguos del Pleistoceno

En el BRD fueron contabilizadas un total de 90 lagunas comprendiendo un total de 165 km², un 84 % del área total de lagos de estado de ES, constituyendo uno de los más importantes sistemas lacustres de Brasil (Barroso et al., 2012). Recientemente Salinas et al. (2020), detectaron 4,157 humedales, correspondientes a una superficie de 262.27 km² con predominancia de pequeños parches.

En los lagos, la mayor parte de los flujos de energía y de materiales se da en sentido vertical, predominando la energía potencial. En el río predomina la energía cinética y la gran mayoría de flujos (organismos, sedimentos, etc.) se da en sentido horizontal. Los humedales de anegamiento pueden combinar ambos flujos, mediante su conectividad a los pulsos del curso del río, acentuando su rol como sistemas de transformación y de transferencia de elementos (Neiff, 1999; Junk, 2002; Bayley, 1995)

Particularmente los suelos en humedales de estuarios, son sistemas ecológicos muy activos con una amplia gama de roles y funciones ecológicas, se caracterizan como ecosistemas altamente productivos (Barbier et al., 2011; Cahoon et al., 2006).

Al norte de la desembocadura del río Doce, en el Valle de Suruaca, se presentan suelos tiomórficos que sufrieron grandes transformaciones para la expansión agroproductiva, especialmente a partir de una obra de canalización realizada para drenar el área inundada del Valle de Suruaca. El manejo consiste en drenar el área para ampliar la extensión de los suelos utilizados principalmente en las actividades de pastaje, percibiéndose una disminución significativa de la fertilidad asociada a una disminución del pH. Lani et al. (2007), describen este fenómeno asociando el descenso del nivel del agua, producto de la canalización,

que han dejado expuestos estos suelos de características hidromórficos con alto contenido de material orgánico, enriquecidos con sulfatos (probablemente provenientes de la intrusión e agua salina), a un ambiente oxidante, lo que resulta en valores de pH muy bajos (hasta 3,5).

Otros autores han atribuido este sistema de drenaje a cambios ambientales de importante envergadura, como impactos sociales vinculados a transformaciones culturales en las poblaciones locales (Portuguez, 2010), disminución en la calidad y cantidad de agua, desequilibrios en las poblaciones naturales, pérdidas la productividad agroganadera, entre otros (Nascimento, 1994; Zon, 2008)

Estos y otros factores intervienen en la hidroconectividad del continuo fluvial marino son abordados en este capítulo, en el marco de una descripción y caracterización de los distintos fenómenos que condicionan en el flujo de materiales, haciendo hincapié en la caracterización de los principales filtros fluviales del BRD

2.4 Materiales y Métodos

Para el abordaje descriptivo de la conectividad en el BRD se utilizan trabajos previos, imágenes historias de la plataforma Google Earth y bases de datos oficiales, como por ejemplo las unidades geomorfológicas y los actuales tipos de cobertura de la tierra. En este contexto, se propone complementar el análisis a partir de un MDT (IEMA, 2012) de alta resolución espacial y también el procesamiento de imágenes de satélite multiespectrales.

Se efectúa un análisis hidrogeomorfológico a partir del geoprocesamiento de dicho MDT. Estos datos poseen formato ráster, con una resolución espacial de 2 m, permitiendo un detalle de análisis mucho mayor que con modelos digitales disponibles obtenidos por satélite (Aster GDEM posee 15 m).

La planicie costera del BRD fue escenario de un evento de inundación en noviembre de 2013, mes en el cual se registró el mayor volumen de precipitaciones de los últimos 90 años (Coelho et al., 2014) provocando un caudal que superó marcas históricas, por ejemplo el 24 de diciembre se registró

en Linhares el caudal de 10000 m.s^{-1} , conduciendo al desborde y anegamiento de una gran superficie de la llanura de inundación del BRD.

Se realiza el análisis de este evento a partir de datos multiespectrales del satélite Landsat 8, que fueron obtenidos del portal Earth Explorer perteneciente al servicio Geológico de los Estados Unidos (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Para complementar el análisis se incorporan datos geográficos de fuentes secundarias oficiales de la Agencia Nacional del Agua (ANA), se destaca que todos los datos se compilan, sistematizan y procesan en un ambiente SIG, con el software ArcGis Pro 2.5.0 de ESRI.

2.4.1 Análisis hidrogeomorfológico por medio de un MDT

En la interface agua – suelo se generan diferentes dinámicas que dependen de la elevación del terreno y los flujos de agua. Por ejemplo el drenaje, escurrimiento, velocidad y dirección del flujo, entre otras variables obedecen a condiciones hidrogeomorfológicas (Schultz, 2000). Debe tenerse en cuenta que las diferentes áreas, son dinámicas y cambian debido a fenómenos naturales o antrópicos como el aumento del nivel del mar, hundimiento de la tierra, obstrucción en la red de drenaje y descarga, etc.

La representación de las alturas de la superficie de la tierra es de suma importancia para comprender la estructura y funcionamiento del sistema hídrico. El modelo digital del Terreno (MDT) es una representación numérica tridimensional de la superficie terrestre al nivel del suelo, exento de las alteraciones de la superficie (construcciones, vegetación). Está representado por una matriz ráster con valores de elevación (z) regularmente espaciado (x e y) a un datum vertical y horizontal ajustado a un sistema de coordenadas ortométricas.

La elevación o altura, al ser una variable continua, es adecuada para representarse mediante una grilla ráster. Sin embargo, estos tienen limitaciones debido a su formato en celdas. El inconveniente principal del modelo ráster reside en la discretización del espacio, siendo la desventaja más notable la

pérdida de precisión del mismo. Este aspecto se vincula esencialmente con la escala de trabajo y la resolución espacial de MDT.

Algunas propiedades en los procesos de drenaje en la cuenca hídrica pueden ser medidas a partir de un MDT, ya que se presentan como una estimación continua de la altura del terreno, entre otras aplicaciones permite modelar el flujo de agua a través de un área de drenaje (Band, 1986).

Las características físicas de la superficie condicionan el comportamiento del flujo del agua a través de la misma; al mismo tiempo que el flujo del agua tiende a modelar las características del terreno. La dirección del flujo está determinada por la dirección de la pendiente; esto es, la dirección donde se produce la mayor velocidad de cambio de elevación. Dado que el flujo de aguas a través de la superficie se da principalmente en la dirección de máxima pendiente, una vez que la dirección de flujo es conocida, es posible determinar las celdas que fluyen hacia una celda particular. Esta información puede ser utilizada para definir los límites y la red de drenaje de una cuenca hídrica. En este sentido, el modelado hidrológico permite, en base a un MDT, delinear sistemas de drenaje, subcuencas, redes hidrológicas, calcular el área de cada cuenca y la longitud de los cauces y cuantificar las características del sistema. Los mapas de pendiente (en grados o en porcentajes), aspecto de la pendiente, relieve de sombras, vistas en perspectiva 3D, direcciones de flujo, acumulación de flujo, áreas sumidero, son algunos de los productos derivados del análisis hidrogeomorfológico.

Para este trabajo se utiliza un MDT de 2m de resolución espacial horizontal y un error medio cuadrático 1,6m para la vertical, elaborado por IEMA (2012), para todo el estado de Espirito Santo. Este producto fue construido con análisis estereoscópico de un vuelo aerofotogramétrico multiespectral y aerotriangulación con puntos de apoyo en campo. En total fueron 773 puntos de control con una precisión absoluta entre 25 cm y 1 m. Los cálculos planímetros fueron realizados en coordenadas planas UTM/Sirgas 2000 y datum vertical referenciado al mareógrafo de Imbituba-SC. La restitución hidrográfica fue realizada sobre cursos de agua, masas de agua y áreas de aportación de agua, se produjo con el detalle y densidad de los elementos geográficos compatibles a escala 1: 10,000. (IEMA, 2012)

Para el procesamiento se utiliza la extensión Spatial Analyst que funciona dentro del software ESRI ArcGis Pro 2.5.0, proporcionando un modelo de análisis de datos para los recursos hídricos. Las prestaciones de esta extensión son una serie de herramientas, que utilizando como entrada datos de altura (MDT, puntos de altura, curvas de nivel), realiza un modelo del comportamiento del agua superficial.

2.4.1.1 *Pendiente*

En este análisis, el cálculo de la declividad o pendiente es fundamental debido a su fuerte asociación con procesos de transporte gravitacional, siendo una variable básica para la segmentación de áreas. La pendiente representa la tasa de cambio de elevación para cada celda de un MDT (es la primera derivada). Muchos de los métodos de evaluación de tierras u ordenamiento territorial basados en modelos numéricos o decisiones lógicas, utilizan la variable Pendiente, también es utilizada en los estudios geomorfológicos (Valeriano, 2003).

La Pendiente se define como el ángulo de inclinación (cenital) de la superficie del terreno en relación a la horizontal, se expresa en grados ($0^{\circ} - 90^{\circ}$), sin embargo es más común encontrarlo en porcentajes ($0\% - \text{inf.}$). En los MDT se calcula derivando los valores de los píxeles vecinos en función de la distancia. Esto significa que su resultado es fuertemente condicionado a la resolución espacial de los productos ráster. De hecho, Valeriano (2003), analiza los resultados de Pendiente a diferentes resoluciones espaciales y concluye que cuando el tamaño del píxel es mayor a 20 -40 m las medidas pierden los detalles locales. En esta línea argumenta que, reduciendo esta distancia a un límite impracticable (cm por ejemplo), se obtendrían estimativas del micro relieve, mas asociadas a la rugosidad del suelo que a la topografía en sí. Proporcionalmente si aumentamos el tamaño del píxel se obtiene la tendencia general del relieve, con pérdida de la variabilidad local.

La pendiente de los ríos determina que sean de escurrimiento rápido, de tendencia definidamente vectorial o, como en los ríos de llanura, el escurrimiento

sea lento e, incluso, de dirección cambiante o equipotenciales (Gonzalez Bernaldez, 1981). Ambos tipos de cuencas permiten explicar la extensión, elasticidad, regímenes de variabilidad de los humedales incluidos en ellas y las consecuencias en la organización biótica resultante del mayor o menor movimiento del agua (Neiff, 1999).

2.4.1.2 *Dirección del Flujo*

Las direcciones de flujo definen el comportamiento hidrológico de cada celda como unidad aislada. Este comportamiento viene condicionado directamente por las celdas circundantes, ya que es la relación entre las alturas de cada una ellas con la celda central la que indica la dirección de flujo. Dicha dirección está fundamentada en el principio básico y evidente de que el agua en su recorrido se mueve siempre hacia el menor potencial posible, esto es, hacia la dirección de máxima pendiente.

El modelo más sencillo de asignación de direcciones de flujo es el denominado D8 acrónimo derivado de su denominación en lengua inglesa Deterministic 8 (O'Callaghan & Mark 1984). Esta formulación es la implementada en la gran mayoría de SIG con capacidades de análisis hidrológico, debido principalmente a su sencillez operativa y facilidad de comprensión.

Los fundamentos teóricos de esta metodología radican en que, dada una celda problema, el flujo puede abandonar esta únicamente en ocho direcciones posibles, esto es, las ocho que resultan de unir el centro de la celda inicial con las ocho circundantes en una ventana de análisis 3x3. El ángulo de desplazamiento del flujo queda discretizado en intervalos de 45° ($360^\circ/45^\circ=8$) circunstancia que se erige como principal inconveniente del método al restringir la variedad de situaciones reales a tan solo 8 posibles.

Para calcular la pendiente de una celda respecto a celdas de posición diagonal, la diferencia de elevación es dividida por la raíz cuadrada de 2 multiplicada por el tamaño de celda; mientras que para calcular la pendiente hacia celdas de

posición rectilínea, la diferencia de elevación es dividida por el tamaño de la celda. La dirección de flujo es codificada de acuerdo a la orientación de una de las ocho celdas que rodea a la celda central (figura 2.3).

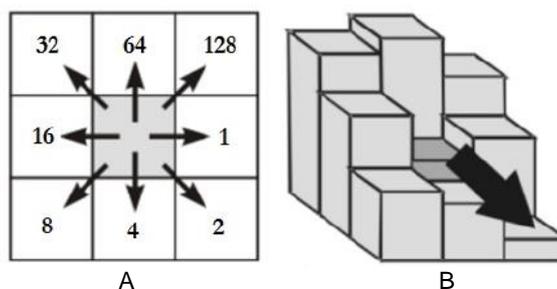


Figura 2.3- A) Codificación utilizada para diferenciar las ocho posibles direcciones de flujo en el método D8; B) Asignación de la dirección del flujo usando la condición de pendiente más alta (Fuente: Buarque et al., 2009)

Los modelos D8 han sido cuestionados por no considerar la dispersión de flujo en múltiples direcciones. Además, no son capaces de definir la correcta ruta de flujo si la mayor pendiente se encuentra de manera coincidente en dos direcciones (Lanfri, 2011). En áreas planas también se han relatado algunas limitaciones para establecer la dirección del flujo, pudiendo producir drenajes paralelos (Buarque et al., 2009).

2.4.1.3 Áreas Sumidero

Las áreas sumideros pueden ser representadas a partir de MDTs como celdas o grupos de celdas con drenaje interno, conectadas espacialmente, con una dirección de flujo a la que no se le puede asignar uno de los ocho valores válidos en un ráster de dirección de flujo. Esto puede ocurrir cuando todas las celdas vecinas son mayores que la celda de procesamiento o cuando un grupo de celdas fluyen entre sí, creando un bucle de celdas.

Las depresiones en el terreno son áreas con drenaje interno que pueden encontrarse llenas de agua, como los lagos y lagunas. También pueden estar sometidas a pulsos de inundación y sequía como el caso de algunos humedales

de llanuras que se desarrollan en áreas deprimidas. A su vez en relieves kársticos es típica la formación de dolinas (Ferreira & Uagoda 2020), que pueden contener agua o encontrarse secas. Las dimensiones de las áreas sumidero puede variar desde centímetros dadas por pequeñas depresiones en el terreno, a kilómetros como en grades valles o hondonadas.

Las depresiones almacenan agua y sedimentos, resultando a una reducción de la escorrentía superficial y un aumento de la sedimentación. Sin depresiones, la escorrentía superficial aumentaría, aumentando la erosión y disminuyendo la deposición. Así lo demostraron Temme et al. (2006), considerando las áreas sumidero en un algoritmo para modelar de la función de amortiguación de sedimentos de estas áreas deprimidas.

Lesschen et al. (2009), evaluaron la influencia de las áreas sumideros en los modelos de escorrentía y erosión superficial encontrando una fuerte subestimación en los resultados, al no incluir estas áreas en una cuenca hidrográfica semiárida del sur de España

2.4.2 Detección remota del valle de inundación

Para estimar la superficie ocupada por el valle de inundación del BRD y obtener una referencia “de máxima” acerca del aporte del río a la llanura costera, se propone la utilización de técnicas de teledetección óptica, que permiten a partir de imágenes multiespectrales determinar el área cubierta por agua

Como se mencionó anteriormente, a finales de diciembre de 2013 fue reportado un evento de elevado caudal, superando la marca de $10000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Linhares el 24 de diciembre, provocando el desborde y anegamiento de una gran superficie de la llanura de inundación del BRD.

Se utilizaron productos multiespectrales del sensor OLI (Operational Land Imager) a bordo del satélite Landsat 8, que captura la reflectancia de la cobertura terrestre a diferentes longitudes de onda (tabla 2.1).

Tabla 2.1- Características de los datos del sensor OLI

N°	Banda	Rango (μm)	Resolución (m)
1	Aerosol costero	0.433-0.453	30
2	Azul	0.450-0.515	30
3	Verde	0.525-0.600	30
4	Rojo	0.630-0.680	30
5	NIR	0.845-0.885	30
6	SWIR 1	1560-1660	30
7	SWIR 2	2100-2300	30
8	Pan	0.500-0.680	15
9	Cirrus	1360-1390	30

Los datos empleados para este proceso son obtenidos en el nivel 2 de procesamiento, es decir con correcciones geométricas y atmosféricas. Estos productos proporcionan la reflectancia espectral de la superficie de la Tierra, tal como se mediría a nivel del suelo en ausencia de dispersión o absorción atmosférica. Los productos Landsat Surface Reflectance poseen una resolución espacial de 30m y temporal de 16 días.

Los datos corregidos a nivel 2 se generan a partir del Código de Reflectancia Superficial Terrestre (LaSRC). LaSRC corrige los efectos de dispersión y absorción que varían temporal, espacial y espectralmente con los gases atmosféricos, aerosoles y vapor de agua, siendo necesarios para caracterizar de manera confiable algunas características de la superficie terrestre. Este algoritmo hace uso de la banda de aerosoles costeros del propio sensor, datos climáticos auxiliares de MODIS y un modelo de transferencia radiativa.

Se realizó un mosaico a partir de 2 imágenes con fecha 26/12/2013. Imagen 1: Path 215, Row 073. Imagen 2: Path 215, Row 074. Posteriormente se realizaron una serie de índices espectrales basados en algebra de bandas, con la intención de extraer información capaz de discriminar el área cubierta por el agua en el valle de inundación. El caudal registrado en esta fecha para la estación de Colatina (56994500) fue de 6730 m.s⁻¹ y la cota máxima fue de 602 cm

2.4.2.1 *Índices Espectrales para la Detección de Agua*

La extracción de agua mediante técnicas de teledetección comenzó hace cuarenta años con el satélite Landsat 1 (Work & Gilmer 1976). Desde entonces, numerosos estudios han desarrollado índices y algoritmos de extracción de agua. Las superficies del agua aparecen oscuras en la radiación infrarroja cercana (NIR) debido a la fuerte absorción del agua. Por el contrario, la tierra se presenta brillante porque a longitudes de onda NIR existe una fuerte reflectancia en la vegetación y el suelo seco. Por lo tanto, inicialmente, se utilizaron métodos de banda única basados en NIR para la extracción de agua (Work & Gilmer, 1976; White, 1978). Sin embargo, las características de la superficie pueden ser complejas y otras coberturas pueden comportarse espectralmente de manera similar al agua, dando lugar a errores.

Posteriormente, se utilizó el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) para mejorar la separabilidad del agua mediante la introducción de datos de banda roja (R) e infrarrojo cercano (NIR) (Boland 1976; Townshend & Justice, 1986). Si bien el NDVI puede delinear de manera más efectiva entre las cubiertas acuáticas y no acuáticas, y especialmente la vegetación, solo suprime las características no acuáticas en lugar de eliminarlas por completo (McFeeters, 1996). También presenta limitaciones para diferenciar agua con alto contenido de material en suspensión colorido, como es el caso del agua proveniente del río Doce

El índice de agua normalizado (NDWI), tiene como objetivo mejorar las características de identificación del agua utilizando la alta reflectancia del agua en la banda verde y la baja reflectancia en la banda NIR. Sin embargo, el NDWI no puede suprimir de manera eficiente las señales de las áreas edificadas; además, los elementos acuáticos todavía se entremezclan con el ruido de otros elementos colindantes (Xu, 2006). Para rectificar este problema, el NDWI se transformó en el índice de agua de diferencia normalizada modificado (MNDWI), que utiliza radiación infrarroja de onda corta (SWIR), porque en esta longitud de onda en agua posee menor reflectancia que en NIR. Sin embargo también se

observan algunas dificultades para discriminar algunas con alto contenido de material en suspensión.

El NDVI, como se muestra en la siguiente ecuación, se basa en el hecho que la reflectancia de la vegetación en la banda NIR es mayor que la de la banda Roja. Así, la vegetación se puede distinguir fácilmente de resto de las coberturas. Generalmente, el cuerpo de agua se puede extraer cuando $NDVI < 0$ (Zhai et al., 2015).

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + \rho_{red}}$$

Los diferentes valores de reflectancia del agua en la banda NIR y la banda verde, posibilitan la diferenciación de esta cobertura a partir del índice NDWI. Como el valor de reflectancia del agua es más alto en la banda verde que en la banda NIR, pixeles con presencia de agua suelen tener valores más elevados que en el resto de las coberturas (Xu, 2006)

$$NDWI = \frac{\rho_{green} - \rho_{NIR}}{\rho_{green} + \rho_{NIR}}$$

En la banda infrarroja, el valor de la reflectancia del agua suele estar cerca de cero, especialmente en la banda de infrarrojo medio. Esto proporciona la base del índice MNDWI. Como se muestra en la siguiente ecuación, para el sensor Landsat 8 OLI, la banda infrarrojo medio corresponde a la banda SWIR dentro del rango de 1.560–1.660 μm .

$$MNDWI = \frac{\rho_{green} - \rho_{swir1}}{\rho_{green} + \rho_{swir1}}$$

La ecuación de MNDWI es similar a NDWI, pero la banda NIR se reemplaza por la primera banda infrarroja de onda corta. Este es el índice más utilizado para una variedad de aplicaciones, que incluyen mapeo de aguas superficiales, análisis de cambio de cobertura / uso de la tierra e investigación de monitoreo ecológico (Guo et al., 2017). En determinadas situaciones, sin embargo, el rendimiento de MNDWI puede ser relativamente deficiente debido a la presencia de superficies de baja reflectancia, como carreteras asfaltadas y efectos de sombra (Wen et al., 2021)

2.4.2.2 Clasificación no supervisada

La clasificación multiespectral de la cobertura de la tierra ha sido ampliamente utilizada en diferentes trabajos para la detección y evaluación de distintos cuerpos de agua (Davranche et al., 2010; Cao et al., 2019). Por ejemplo, Xie et al. (2016), utilizaron diferentes índices realizados a partir de datos Landsat para la caracterización de cuerpos de aguas interiores en diferentes regiones de China.

La técnica de clasificación no supervisada de análisis de datos auto organizados iterativos (ISODATA), permite agrupar los píxeles de las bandas de una imagen de acuerdo a su similitud en un espacio multidimensional. El algoritmo ISODATA es un método iterativo que utiliza la distancia euclidiana como medida de similitud para agrupar elementos de datos en diferentes clases (Dhodhi et al., 1999).

Es un algoritmo que comienza seleccionando centroides introducidos en el espacio multidimensional de los datos. Cada píxel se agrupa en uno de los clústeres, basándose en la minimización de una función de distancia entre el píxel y los centros de cada agrupación. Después de cada iteración, los promedios de los clústeres se actualizan y estos pueden dividirse o fusionarse, según el tamaño y la dispersión de los datos en relación con los clústeres.

En este caso, los datos de entrada para la clasificación son los tres índices espectrales realizados consiguiendo integrar la información de cada uno de ellos y mejorar el resultado en la detección de la superficie cubierta por agua, especialmente en píxeles donde el agua es poco profunda y/o posee alto contenido de material en suspensión.

2.4.3 Delimitación de los Filtros fluviales

Una vez realizados los procesamientos planteados a partir del MDT que permiten determinar las áreas sumideros y la detección del área inundada de diciembre de 2013 a partir de la clasificación de los índices espectrales derivados del sensor OLI, se extraen estas áreas en formatos de máscaras para ser

transformadas de ráster a polígonos, permitiendo la representación con mayor simplicidad y la relación con otras variables en un SIG.

Por otro lado, se segmentan las áreas con elevadas pendientes ($> 75\%$), por ser consideradas regiones potencialmente productoras de material particulado en suspensión, asociado a la meteorización de la roca, que posteriormente será capturado por los filtros fluviales identificados (Meybeck & Vörösmarty, 2004).

2.5 Resultados y Discusión

El BRD se presenta como una sucesión espacial y temporal de fenómenos geológicos, climáticos y antrópicos que modelan el sistema hídrico desde las nacientes, hasta la actual desembocadura y zona costera adyacente. A partir del período Terciario con la formación del Grupo “Barreiras”, luego en el período cuaternario específicamente en el pleistoceno, marcado por formación de lineamientos de cordones costeros antiguos compuestos por sedimentos arenosos y areno-arcillosos (CPRM, 2004). Durante el Holoceno, se formaron las estructuras asociadas a las zonas más llanas, como son los depósitos recientes de paleocauces aluviales, fluvio-lagunares y costeros, destacándose también la formación de alineamientos de cordones costeros recientes (CPRM, 2004). Durante el Antropoceno, el uso del suelo generó transformaciones hidrogeomorfológicas, como cambios en las formas del cauce y la desembocadura del río, fuertemente asociadas a una regulación en el flujo de materiales a lo largo de la cuenca (Celho, 2007). Por su parte grandes áreas drenadas artificialmente en la planicie costera generaron un deterioro en los suelos y por consiguiente en su función como reguladores del transporte de dichos materiales (Lani, 2009).

El valle de inundación del BRD está compuesto por una extensa planicie, surcada por un cauce principal que domina los procesos fluviales y numerosos paleocauces que se encuentran parcial o totalmente abandonados. Sobre la llanura de inundación también se localizan una serie de lagunas y humedales intermitentes que funcionan como áreas sumidero por su baja Pendiente.

Para diciembre de 2013 la inundación de la planicie costera alcanzó una superficie de 29.031 km², la zona inundada limita al este con las mesetas del terciario, que marcan el inicio de la zona no afectada por la inundación, debido al aumento de las pendientes. Al oeste los cordones costeros pleistocenos, funcionan como una barrera para el flujo del agua en sentido oeste–este, demostrando una fuerte asociación entre la geomorfología del área y su susceptibilidad de inundación.

2.5.1 Análisis Hidrogeomorfológico y su Relación con el Valle de Inundación

Las cuencas hidrográficas son altamente dinámicas y no pueden considerarse como sistemas que transfieren total y continuamente material fluvial. El material del río en realidad se recicla, almacena, removiliza y transforma, mientras se transfiere corriente abajo en escalas de tiempo que van desde menos de un año hasta más de 106 años (Meybeck, 2002).

La topografía es un fuerte condicionante del comportamiento del agua superficial y el transporte de sus materiales asociados. En este sentido, la planicie aluvial costera del Cuaternario es un gran valle de inundación con geoformas específicas que permiten el ingreso y permanencia del agua del río en situaciones de elevado caudal.

Los resultados obtenidos del modelo hidrológico basado en el MDT, permiten obtener un grupo de productos ráster que simulan el comportamiento del agua superficial. A partir de la variable elevación, se obtiene la pendiente y dirección del flujo, que a su vez son insumo para la determinación de las áreas sumidero.

Con esta información se logra observar con detalle las características topológicas, en especial un gradiente oeste – este en cuanto a elevación y pendiente. Este padrón horizontal no es homogéneo, en las áreas más elevadas e inclinadas la dirección del flujo es principalmente con dirección al este, en cambio en la zona costera (llanura) las direcciones son heterogéneas en concordancia con mayor cantidad de áreas deprimidas. Principalmente en la

planicie norte del río, se observan algunos parches preponderantes en dirección este coincidente con las “terrazas marinas” del Pleistoceno, que se presentan como áreas planas, levemente inclinadas hacia a costa, producto de las variaciones del nivel del mar (Martin et al., 1996a).

En la figura 2.4 se presentan los resultados de la obtención de los índices espectrales aplicados a las imágenes L8 OLI. La escena posee una considerable cobertura de nubes, sin embargo, se logra identificar el área que sufrió una fuerte inundación en la planicie del BRD.

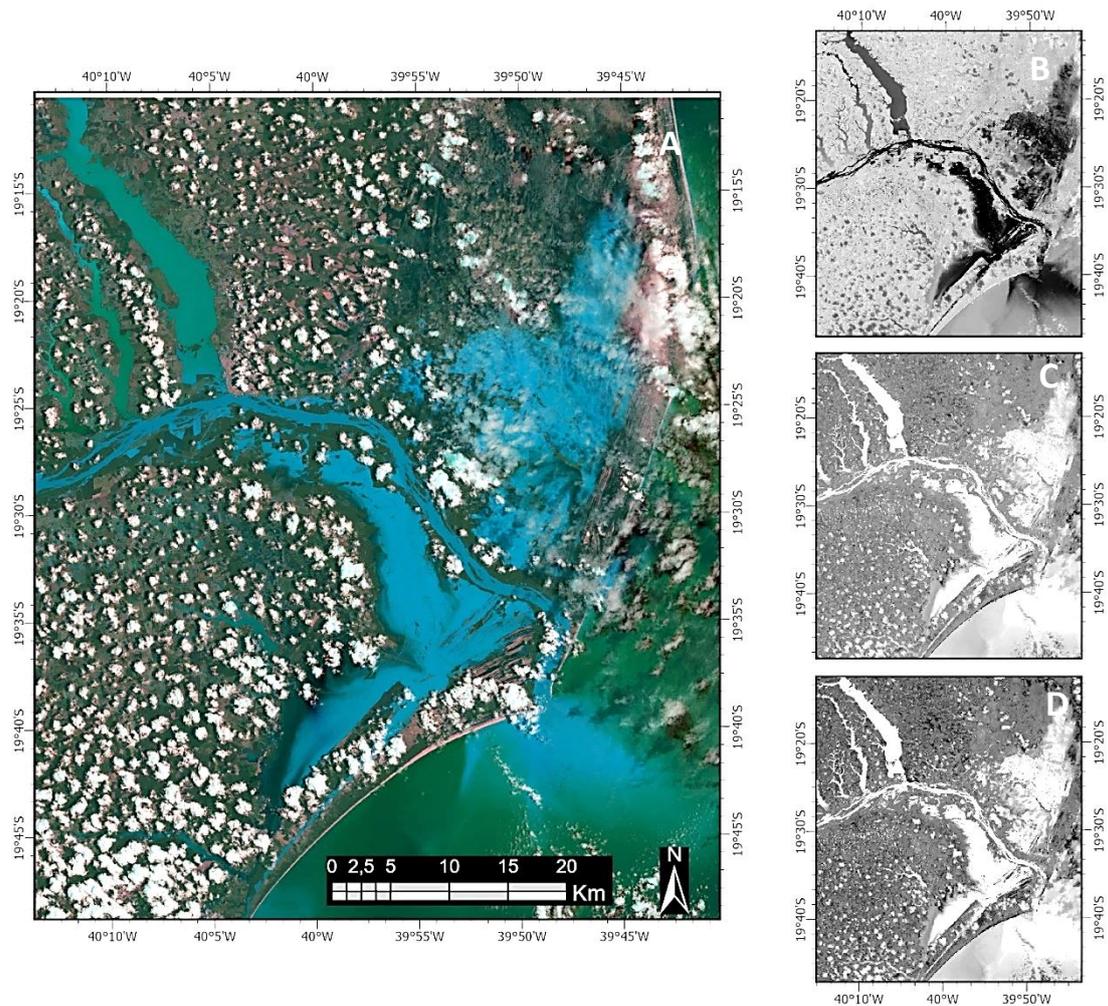


Figura 2.4- Productos realizados a partir de datos L8 OLI, del día 26 de diciembre de 2013, que resaltan el área inundada de la planicie costera. A) Composición falso color. B) NDVI. C) NDWI. D) NMDWI

Los índices espectrales obtenidos sirven de insumo para la clasificación no supervisada ISO DATA, que arroja como resultado diferentes clases basadas en la agrupación de los valores de los píxeles. Claramente una de estas clases corresponde con la superficie inundada. Cabe destacar que la presencia de nubes pudo haber ocultado algunos píxeles inundados, ya que procedimiento también sirvió para clasificar las nubes comprendidas en la imagen y poder extraerlas, al igual que los píxeles asociados a la clase suelo.

En la figura 2.5 se muestra un mapa síntesis que contiene el área inundada para noviembre de 2013 y los sumideros detectados a partir del MDT, en el contexto de las formaciones geológicas y los depósitos fluvio-lagunares. Además, se representan los canales de drenaje artificiales y la red hidrográfica.

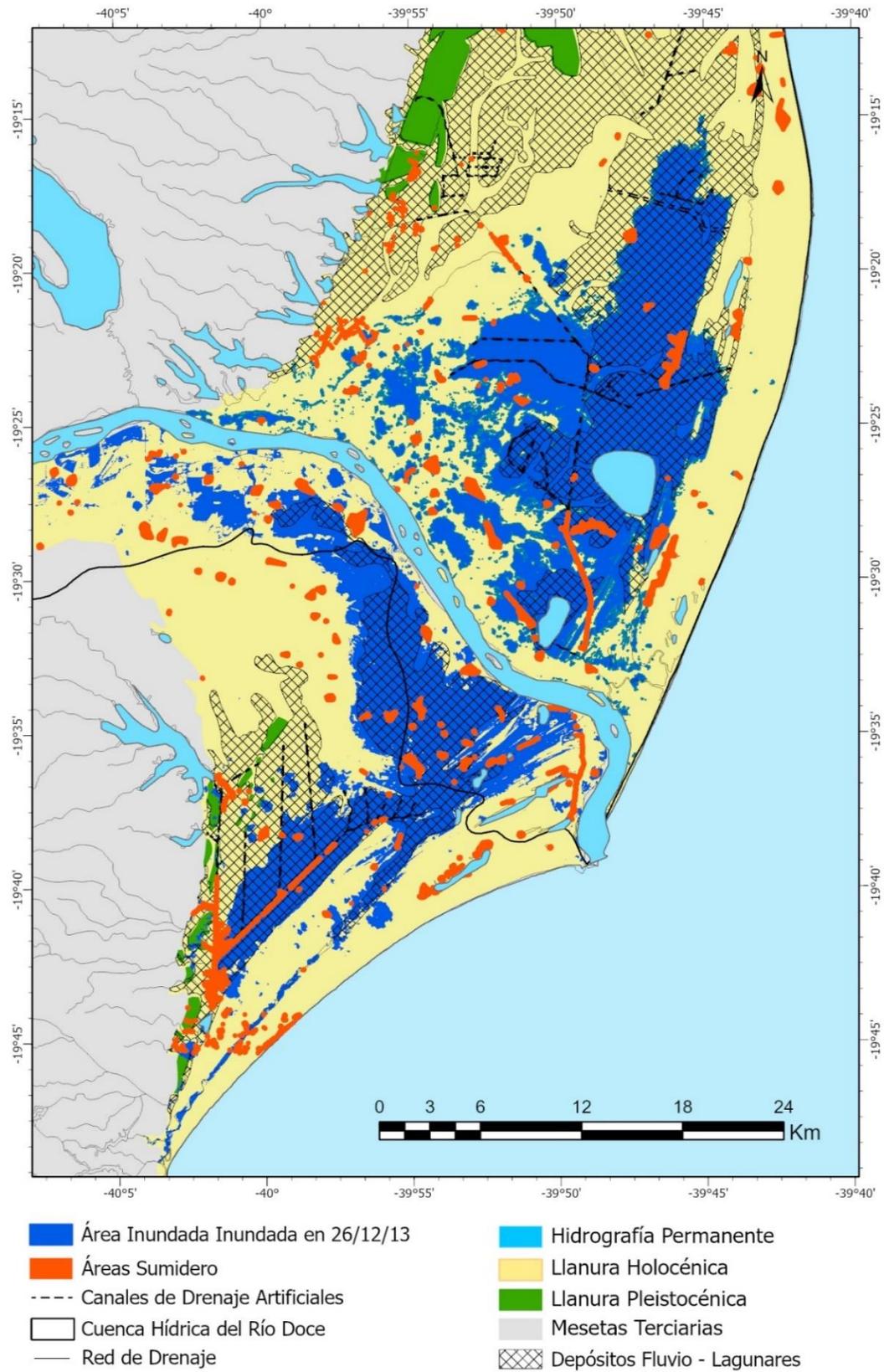


Figura 2.5- Resultados obtenidos a partir del análisis hidrogeomorfológico y de la inundación de diciembre de 2013

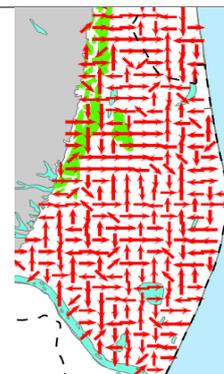
El área inundada evidencia una conexión entre los cuerpos de agua (Juparaná, Nova, Areão e Areal y Monzarás) con el cauce del río actual y los paleocauces, en planicie cuaternaria del Holoceno. Como se observa, los canales de drenaje artificiales se presentan ubicados estratégicamente sobre la zona alcanzada por la inundación, como fue descrito por Lani et. (2009), en su análisis acerca de los impactos negativos de esta obra de canalización, sobre los suelos hidromórficos de los humedales del BRD.

Los paleocauces presentes en el BRD, formados por depósitos del Holoceno, están fuertemente asociadas a las áreas sumidero. Por su parte las paleolíneas de costa, se encuentra claramente evidenciadas por actuar como un dique natural, impidiendo en avance de la inundación en sentido este, observándose como límites lineales en sentido norte sur, paralelas a la línea de costa actual. Se observa una fuerte correspondencia entre la zona inundada y los depósitos flúvio-laguanes especialmente en la planicie sur.

En la tabla 2.2, se muestran los resultados del análisis realizado a partir del MDT y los obtenidos de los datos L8 OLI, incluyendo una referencia con las coberturas de la tierra predominantes (IEMA, 2012). En promedio, la planicie norte posee menor elevación y mayor pendiente que la planicie sur, mostrando características más marcadas de valle de inundación. En cambio, la llanura del Pleistoceno, posee una clara elevación en relación a su entorno inmediato y baja pendiente en dirección este oeste, donde la presencia de sumideros y áreas inundadas es prácticamente nula. El área ocupada por los sumideros y la zona inundada son similares en relación a la superficie de las planicies norte y sur, sin embargo, para el caso de la inundación no se pudo cubrir toda el área de la planicie norte ya que la imagen posee nubes que no permitieron relevar toda la superficie.

Tabla 2.2- Principales características de la planicie costera Cuaternaria

Planicie Cuaternaria	Superficie (km ²)	Elevación (m)	Pendiente (%)	Sumideros (Km ²)	Inundación (Km ²)	Cobertura del Tierra (%)	Dirección de drenaje predominante
Norte							
Holoceno	1719.10	4.06 ±3.07	1.74 ±6.03	21.01	288.02	Pantano: 24.33 Agroganadero: 47.30 Manglar: 1.98	O-E SO-NE
Pleistoceno	84.23	5.33 ±2.32	0.08 ±0.88	0.01	0.003	Cuerpos de agua: 2.23 Mata Nativa: 14.10 Restinga: 4.78 Otros: 5.06	NO-SE N-S
Sur							
Holoceno	689,46	9,08 ±6.85	0,76 ±4.50	10,40	228,41	Pantano: 25,25 Agroganadero: 45,85 Arbustos: 2,56	O-E SO-NE
Pleistoceno	11,55	4,54 ±1,59	0,25 ±2,50	-	-	Mata nativa: 10,65 Reforestación: 6,01 Restinga: 6,98 Otros: 3,14	S-N



En la planicie norte, es detectado aproximadamente el doble de superficie ocupada por áreas sumidero que en la planicie sur, en concordancia con una menor pendiente y altura promedio, propias de la geomorfología de valle del Suruaca, mientras el área alcanzada por la inundación de 2013 fue similar para ambas planicies.

El uso agroganadero es predominante, presentándose en segundo y tercer lugar los pantanos y la mata nativa respectivamente, esto muestra que existen una serie de usos y coberturas del suelo, asociadas a una elevada intervención antrópica, que en conjunto con aspectos geomorfológicos, hidrológicos y climáticos, condicionan la hidroconectividad de BRD.

Avanzado en este sentido, donde la compleja combinación de factores que controlan la producción y movilización de materiales fluviales (caudal, relieve y litología, etc.) y factores que dominan los procesos de retención (vegetación de ribera, humedales, lagos, etc.), resulta de interés abordar el concepto y la

caracterización de los filtros fluviales para el BRD, por su rol de reguladores del flujo de materiales a lo largo del continuo fluvio marino

2.5.2 Caracterización y cualificación de los filtros Fluviales

Los procesos ecológicos fluviales siguen un patrón sinusoidal causado por las diferencias temporales en la velocidad y duración del flujo de agua y de materiales transportados (organismos, sólidos disueltos y suspendidos). Este fenómeno descrito por Neiff (1999), de manera general, para las grandes cuencas exorreicas de Sudamérica, explica también el régimen pulsátil del río Doce.

Durante la fase de inundación, las áreas sumidero de la planicie costera (lagunas, paleocauces, humedales, canales artificiales y meandros abandonados), se interconectan por el flujo del río generándose un intercambio de materiales. Los flujos horizontales desde el cauce hacia la planicie se dan en condiciones de desborde del canal principal, que a su vez está asociado a elevadas concentraciones de partículas de materiales arrastrados y resuspendidos por el elevado caudal (Oliveira and Quaresma, 2017).

En cuanto al uso del suelo, el 63% del área total de la CRD está cubierta por pastizales, el 1% por áreas agrícolas y el 30% por bosque nativo. En la porción de Espírito Santo (BRD), la actividad agrícola (pastos y café) ocupa la mayor parte del territorio y el recurso hídrico disponible es utilizado significativamente para fines de riego (RRDM/FEST, 2019). Por su parte Barreto et al. (2012), señalan que el 9,5% (1.418 km²) del área del BRD están ocupadas con áreas agrícolas y de pastoreo severamente degradadas. Las regiones hidrográficas con mayor superficie agrícola degradada fueron las de los ríos Guandu (340 km²) y Santa Joana (288 km²), áreas relevantes en la producción de sedimentos.

Las intervenciones antrópicas como deforestación, urbanización, minería y degradación de suelos, aumentan el transporte de materiales a lo largo del continuo fluvio marino, esto se colocó fuertemente en evidencia ante el desastre de la minera Samarco en noviembre 2015.

De acuerdo con la tipología propuesta por Meybeck (2002), el río Doce puede considerarse un sistema hidrológico mixto, ya que combina múltiples características de relieve y/o litología y tipos de filtros fluviales. En contraposición sistemas dominados por un solo tipo de filtros como las llanuras aluviales (por ej. los ríos Congo y Yangtze Kiang), lagos (por ej. Saint Lawrence, Nelson), filtros de evaporación (Tarim, Kerulen) o humedales de cabecera (Bay James Rivers).

Una vez producido y movilizado por las cabeceras de la cuenca alta y en las pendientes presentes en gran medida en los Patamares Escalonados con inclinaciones máximas mayores al 100 %, y en los Tabuleiros Costeros con pendientes mayores a 75 %, el material fluvial se enfrenta diferentes filtros naturales y antrópicos hasta alcanzar la desembocadura en el mar.

Estas áreas con elevadas pendientes se encuentran en la categoría mayor de la clasificación realizada por Embrapa, Coelho (2007), cuantifica según estas categorías para las pendientes encontradas en la CRD (tabla 2.3)

Tabla 2.3- Pendientes encontradas en la CRD (Fuente Coelho, 2007)

Pendiente %	Categorías	Porcentaje del área
0 a 2.9 %	Plano	3.3
3 a 7.9 %	Suave ondulado	6.1
8 a 19.9	Ondulado	42.7
20 a 44.9	Ondulado fuerte	44.0
45 a 75.9	Montañoso	3.6
>75	Escarpado	0.3

Los materiales que se originan en estas áreas con importante pendiente, viajan aguas abajo hasta encontrarse con diferentes estructuras del paisaje que pueden alterar tanto cuantitativamente como cualitativamente la composición de los mismos. Por ejemplo, los lagos son sumideros de sedimentos y funcionan como reactores biogeoquímicos, de forma similar las llanuras aluviales fluviales inundadas estacionalmente, que reciclan material proveniente del río. Finalmente, la mayoría de los tipos de estuarios, como estuarios macrotideos,

lagunas costeras, deltas, fiordos profundos se caracterizan por importantes tasas de sedimentación y/o ciclos biogeoquímicos que modifican nuevamente los flujos netos de los ríos hacia la zona costera. Por su parte los filtros artificiales como los embalses, también actúan como retenedores de materiales provenientes de aguas arriba, como lo describe Coelho (2007), para la CRD. Por su parte los campos de regadío movilizan materiales de las aguas subterráneas o de los canales del río hacia el suelo, pudiendo retener, transformar y movilizar estos materiales o los derivados de reacciones bioquímicas.

En este contexto, se utiliza las categorías presentadas para caracterizar los filtros de mayor importancia del BRD, considerando los procesos más destacables y su relación con los materiales movilizados o retenidos y sus tendencias temporales considerando las principales presiones ambientales (tabla 2.4).

Tabla 2.4- Caracterización de los filtros fluviales de la Cuenca del río Doce

Tipo de Filtro	Procesos	Principales Materiales involucrados	Tendencias	Referencias
Humedales	Reciclado, almacenamiento, removilización, desnitrificación	Carbono, sílice, nitrógeno, Fosforo	Erosión Acidificación Conversión	Zalewski (2000). Conley (2002). Mitsch et al. (2009)
Pendientes	Generación	Sedimentos	Deforestación Erosión	Walling (1999).
Lagos profundos	Almacenamiento Deposición	Nitrógeno Fosforo sedimentos	Eutrofización	Hatashika et al. (2005). Bricalli & Mello (2013).
Lagos Someros	Almacenamiento, Removilización Y Reciclado	Nitrógeno Fosforo Carbono orgánico disuelto Sedimentos	Eutrofización Sedimentación	Scheffer (1998). Barroso et al. (2012).
Llanura aluvial fluvial	Reciclado Y Almacenamiento	Carbono Orgánico disuelto	Acidificación de suelos Desertificación	Stallard (1998). LANI (1998).
Estuario	Reciclado, Almacenamiento, Removilización	Sílice Carbono	Sedimentación	Bianchi et al. (1998).
Embalses	Deposición, Almacenamiento	Sedimentos	Disminución de transporte de materiales	Coelho (2007). Meybec (2002).
Campos de regadío	Almacenamiento Y Removilización	Sedimentos	Salinización Erosión	García-Ruiz et al. (1997).

De acuerdo a estos criterios, se realiza un mapeo de los principales filtros fluviales encontrados en el BRD, desde las áreas de generación de material

particulado, hasta las zonas de la planicie que actúan como áreas sumidero (figura 2.6).

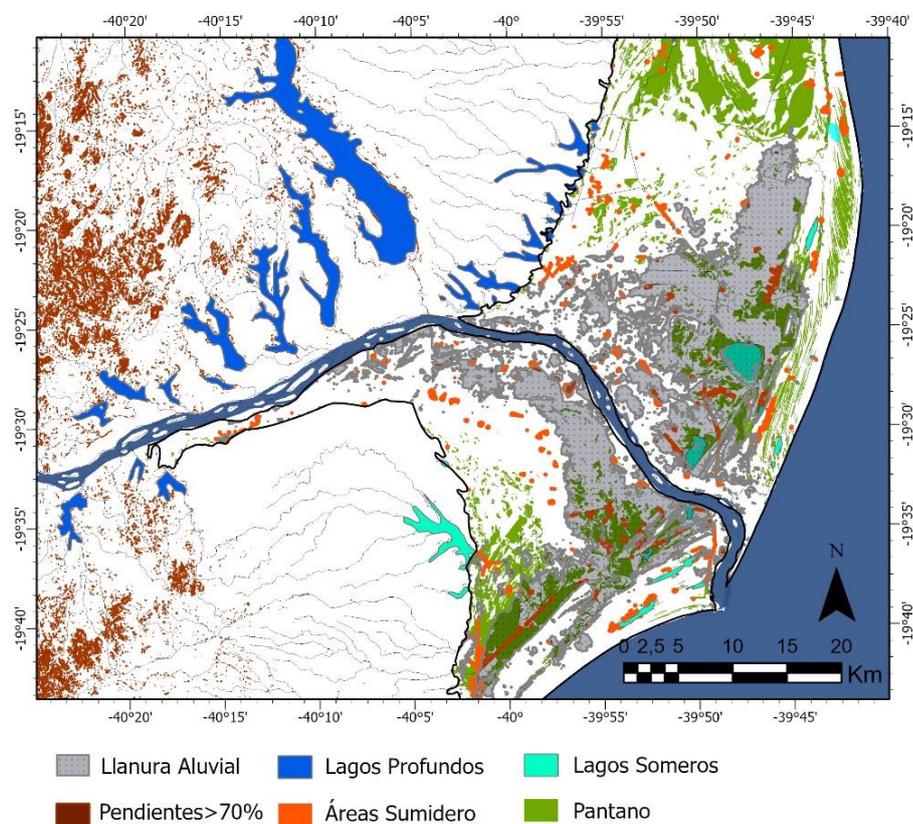


Figura 2.6- Mapeo de los principales filtros fluviales del BRD

La variabilidad del relieve encontrada a lo largo de la cuenca, así como la diversidad que presenta en sus geoformas y las características singulares de su litología, ponen en evidencia la complejidad de los fenómenos asociados a la estructura y funcionalidad de los filtros fluviales.

Este primer acercamiento a la temática abre un panorama para avanzar en el estudio y comprensión de los filtros como grandes reguladores del flujo de materiales a diferentes escalas espaciotemporales.

2.6 Conclusiones

El modelo evolutivo descrito para el BRD sigue la dinámica general del resto de la costa Brasileña, que está fundamentalmente basado en los procesos de deposición y erosión suscriptos al aporte de materiales de la cuenca hídrica, los cambios en el nivel del mar y la variación de la dirección de los movimientos de las olas.

El transporte, la acumulación y permanencia del agua se asocia fuertemente a esta sucesión de procesos de transformaciones geomorfológicas. En este sentido, las actividades humanas comienzan a presentar una importancia destacable, que puede verse representada en transformaciones que afectan la conectividad hidrológica de la CRD. Resulta muy relevante el rol de las represas hidroeléctricas como reguladoras del caudal y depósitos de material proveniente de la cuenca alta. En contra posición, las áreas de vegetación nativa transformadas para uso agroganadero y minería, generan condiciones para un aumento de la erosión hídrica produciendo un mayor aporte de materiales. En este contexto, resulta destacable también, los cambios que afectaron a los humedales de la planicie costera, ocasionando una pérdida en su función de transporte, almacenamiento y transformación de los materiales.

Los humedales transitorios y cuerpos de agua permanentes ubicados en el BRD juegan un rol decisivo para la comprensión de la conectividad hidrológica, especialmente vinculando diferentes condiciones hidrometeorológicas y de uso del suelo, en relación al intercambio de materiales con el canal del río y viceversa. Esta información resulta sumamente relevante para evaluar los impactos de las actividades humanas y posibles medidas de restauración, como por ejemplo a partir de lo sucedido con ruptura de la represa de residuos mineros de la empresa Samarco.

Las tecnologías de observación remota de la tierra se presentan como una herramienta prominente y necesaria para analizar los fenómenos relacionados a la hidroconectividad del continuo flujo marino. Esto se pone en evidencia cuando se requiere información sincrónica y frecuente de áreas de gran superficie sujetas a fenómenos muy dinámicos, como la CRD donde resultaría muy costoso obtener información de campo equiparable a estas escalas espaciotemporales

En este capítulo fue realizada una descripción y caracterización de la conectividad hidrológica del BRD considerando variables hidrogeomorfológicas en el marco de los distintos fenómenos que intervienen en el flujo de materiales a lo largo del continuo fluvio-marino, haciendo hincapié en la caracterización y mapeo de los principales filtros fluviales.

Continuando con este análisis, en el próximo capítulo se aborda la dinámica espaciotemporal de los ecosistemas acuáticos superficiales, en diferentes condiciones climáticas e hidrológicas, utilizando como insumo principal imágenes de satélite de radar de apertura sintética.

Capítulo III

3. Dinámica Espaciotemporal en la Extensión de los Ecosistemas Acuáticos del BRD a partir de Datos SAR

3.1 Introducción: El sistema acuático del Bajo Río Doce

El BRD se encuentra totalmente inserto en el estado de Espírito Santo, limitado al oeste con el estado de Minas Gerais y al este con la costa del océano Atlántico, abarca el 17,2% (14.841 km²) de los 86.082 km² de toda la CRD. El río recorre una distancia aproximada de 150 km de este a oeste, desde la frontera de los estados hasta la desembocadura en el mar. Los tributarios que se destacan en esta porción de la cuenca son los ríos Baixo Guandú, Santa Joana, Pancas, Mutum Preto, Santa Maria do Doce y Pau Gigante. El río São José por su parte, presenta una interrupción en el lago Juparanã para desembocar, luego de este, en el cauce principal del río en Linhares. Lo mismo sucede con el río Bananal y el lago Nova

Por su parte, el sistema lacustre del BRD, se caracteriza por una serie de cuerpos de agua de gran diversidad en cuanto distribución, conectividad, área, profundidad, forma, concentración de nutrientes, estado trófico, entre otros (Bozelli et al., 1992; Barroso et al., 2012). Su génesis está fuertemente ligada a procesos fluviales y marinos ocurridos en el holoceno, con el aporte de materiales proveniente de las zonas continentales y erosión causada por las variaciones en el nivel del mar (Martin et al., 1996).

Según Suguio & Kohler (1992), basados en descripciones realizadas por Bandeira et al. (1975), los lagos ubicados en el curso del BRD se habrían formado después del máximo de la Última Transgresión (5.100 años AP). Estos autores consideran que los antiguos valles fluviales fueron fuertemente disectados durante el clímax de la última glaciación (período entre 18.000 y 15.000 años AP), siendo posteriormente inundados por la subida del nivel del mar en el Holoceno, dando lugar a los estuarios. La fase regresiva posterior resultó en la obstrucción de estos valles por sedimentos fangosos que, según Suguio & Kohler (1992), proporcionaron el represamiento de los lagos.

Según Barroso (2007), en la actualidad, esta región posee 90 lagos y lagunas con superficies que ocupan entre 0,8 y 62 km², sumando un total de 165 km² y configurándose como uno de los sistemas lacustres más importantes de la costa brasileña. Estos cuerpos de agua pueden ser clasificados como externos e internos por su posición en BRD.

Los cuerpos externos, son las lagunas poco profundas, ubicadas predominantemente en la llanura costera cuaternaria, presentan un patrón dinámico, aguas con alto contenido de materia orgánica y patrón térmico polimítico, fuertemente influenciado por los vientos superficiales. Algunas de estas lagunas cuentan con una conexión permanente o intermitente con el mar, y en general están orientadas de modo paralelo o perpendicular a la línea de costa (Bricalli & Mello 2013). En modo frecuente presentan una elevada vulnerabilidad a la eutrofización (Bozelli, 1992). Estos cuerpos de agua poco profundos posibilitan la proliferación de macrófitas acuáticas emergentes o enraizadas con fuerte predominancia de extensas formaciones de *Typha domingensis* (Taboa) (Barroso et al., 2012).

Por su parte, los cuerpos de agua internos, poseen dimensiones mayores y se encuentran ubicados fundamentalmente en la margen izquierda del río, en los Tabuleiros costeros de formación Barreiras. Se caracterizan por ser profundos, poseer estratificación térmica y consecuentemente menor capacidad para reciclar materia orgánica, siendo por lo tanto menos susceptibles a eutrofización (Barroso et al., 2014). Por ejemplo el lago Juparanã con 25 km de extensión y 22 m de profundidad (Hatushika et al., 2007).

Por su parte Bozelli et al. (1992), a partir de la evaluación limnológica de 18 cuerpos de agua de la región, sugirieron los mismos patrones básicos de funcionamiento lacustre: un patrón dinámico para las lagunas localizadas en la planicie costera y un patrón intermitente para los lagos emplazados en los valles de formación Barreiras

La planicie costera del BRD es un ecosistema sujeto a pulsos de inundación y sequía fuertemente ligados al caudal y nivel de altura del río. En situaciones extraordinarias de elevado caudal, el cauce principal desborda inundando las

áreas aledañas al río (Coelho, 2015). Durante estos eventos se ha observado un flujo inverso entre el cauce principal y las lagunas cercanas, ubicadas en alturas próximas (+/- 2 m).

Este régimen hídrico es la principal fuente de materiales que dan sostén a una serie de humedales intermitentes ubicados en la planicie de inundación que, en conjunto con los cuerpos de agua permanentes, cumplen un rol clave en la regulación hidrológica del sistema. Cabe destacar que los humedales actúan como filtros fluviales (capítulo 2) a corto y largo plazo, regulan la evapotranspiración, disminuyen la turbulencia del agua y la velocidad de los flujos, gracias a las coberturas de vegetación y las geoformas propias de la planicie. Los diferentes procesos de regulación biogeoquímica mejoran la calidad del agua y su disponibilidad, almacenando, transformando y degradando materia orgánica, nutrientes, sales o contaminantes.

En relación a los pulsos de sequía, cabe destacar que el año 2015 fue extremadamente seco, con una fuerte influencia de la corriente del Niño, causando un importante déficit hídrico (Nobre et al., 2016), provocando que el caudal del río estuviera por debajo de los $100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ durante largos períodos.

Bastos et al. (2016), relatan que una de las evidencias de esta sequía fue la reconfiguración geomorfológica del litoral, donde la desembocadura principal del río, en la barra sur, quedó cerrada por el transporte longitudinal y transversal de los bancos de arena. Durante al menos 6 meses, la única apertura de conexión entre el Río Doce y el mar fue la barra norte, muy poco profunda y estrecha. Además, la marea avanzó hacia el río, formando así un ambiente estuarino interno, que no era común en condiciones habituales, donde el estuario del Río Doce era característicamente externo, con gran influencia de su pluma de agua dulce en el mar.

En contraposición, los pulsos de inundación se manifiestan con fuertes caudales de corto tiempo (figura 3.1). En la serie analizada se observa la ocurrencia de cuatro picos: diciembre de 2013, enero de 2016, febrero de 2018 y enero de 2020, superando los 520 cm de cota que provocan el desborde del río en Colatina (Castilho and Rodrigues, 1999). La inundación extrema de diciembre de

2013 fue la más importante (Capítulo 2) mostrando una alta conectividad del río con las lagunas adyacentes y la planicie costera. En la figura 3.1 se presenta en comportamiento temporal del caudal y nivel del río en la estación de Colatina (56994510) desde 2013 a 2020.

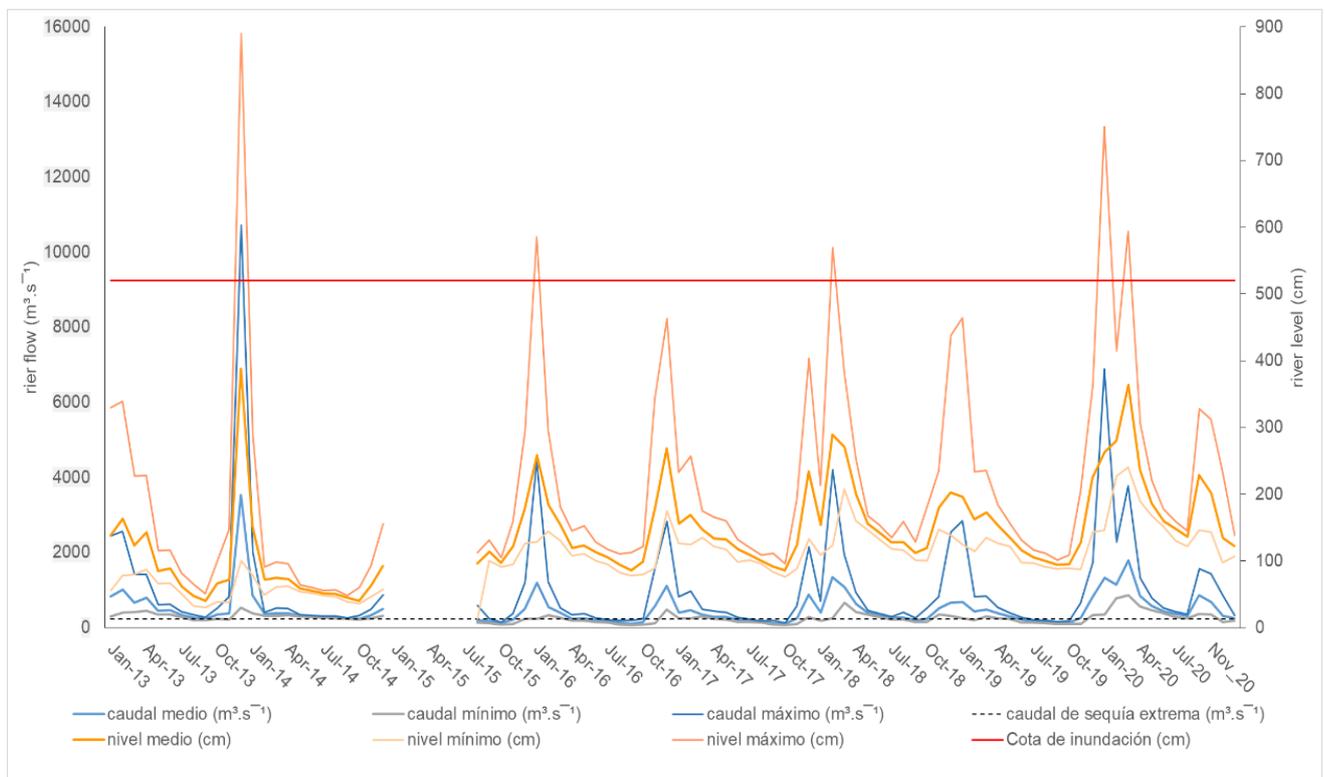


Figura 3.1- Comportamiento del caudal y nivel del río Doce en la estación Colatina

Las conexiones naturales entre los lagos marginales y sus ríos principales, aseguran la renovación de las aguas marginales, particularmente dentro de los lagos ribereños. Sirven como un importante mecanismo natural de enriquecimiento de nutrientes tanto para los lagos como para el río después de períodos de subida y bajada de las aguas en el ciclo hidrológico (Junk et al., 1989).

El fenómeno de intrusión del agua del río en los ecosistemas lacustres y llanura de inundación ocurre cuando el caudal del Río Doce supera los $900 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ aproximadamente. Durante estos episodios de crecida, los materiales que transporta el río aumentan a causa de la resuspensión de fondo provocada por la corriente del agua (Oliveira & Quaresma 2017).

Este aporte de materiales en las áreas contiguas al curso principal, reviste una importancia singular si se considera la presencia de residuos proveniente del derrame de la minera Samarco S.A. (capítulo 1). Luego de esta catástrofe se registraron alturas del río superiores al umbral de desborde, de hecho, el día 21 de enero de 2016 la cota máxima del río superó los 600 cm. Esta situación genera interrogantes poco explorados, asociados al alcance y permanencia del residuo minero en la llanura de inundación y las lagunas costeras.

Las complejas relaciones que se presentan entre los pulsos del río y la conectividad de los ecosistemas acuáticos del BRD, pone de manifiesto la necesidad de avanzar en el desarrollo de herramientas que aporten elementos para la comprensión de la dinámica de este sistema.

Es así que se propone la utilización de la teledetección, tecnología ampliamente reconocida, que produce estimaciones hidrológicas a través de diferentes sensores orbitales (Alsdorf et al., 2001; Smith, 1997; Chuvieco, 2016). Durante décadas, satélites que operan en el rango visible e infrarrojo del espectro electromagnético han sido empleados para analizar áreas de inundación alrededor de los cauces de ríos (Blasco et al., 1992). Por lo tanto, los sensores espaciales representan una herramienta de gran utilidad para el análisis de extensas regiones, incluso con compleja variabilidad estacional y de difícil acceso, reduciendo el costo en recursos y en tiempo.

Sin embargo, entre las limitaciones de los sensores ópticos se encuentra la cobertura nubosa, muy asociada a los eventos de inundación, lo que limita el uso de este tipo de datos. En contraposición, los sensores que operan en el rango de las microondas tienen la capacidad de atravesar la atmósfera en cualquier condición, pudiendo ser empleados en días nublados que son muy frecuentes en la estación húmeda del BRD.

Esta capacidad de las microondas, se desarrolla en el marco de una creciente resolución espacial y temporal de los satélites de Radar de Apertura Sintética (SAR), proporcionando datos de utilidad para estimar diferentes variables de los sistemas acuáticos a distintas escalas espaciotemporales.

Los SAR son sensores orbitales activos, representando una fuente de información fundamentalmente diferente (en relación a los satélites ópticos pasivos), para la observación de la tierra. Los SAR son sistemas que emiten su propio pulso de energía hacia la tierra y capturan la energía reflejada por la superficie alcanzada.

La creciente disponibilidad de datos multitemporales satelitales, la variedad de sensores pasivos y activos funcionando en el rango visible, infrarrojo y microondas que están actualmente operando, con extensa cobertura espacial y temporal, posibilitan la detección y el análisis de cuerpos de agua desde el espacio. En este sentido, se propone avanzar con el mapeo de los ecosistemas acuáticos superficiales, utilizando como fuente de datos el SAR a bordo del satélite Sentinel 1 (S1), comparando la extensión y cobertura espacio temporal de los cuerpos de agua en relación a los pulsos de inundación y sequía y a las precipitaciones locales.

3.1.1 Características de los datos de Radar de Apertura Sintética

A diferencia de los sistemas ópticos, los SAR de longitud de onda más larga pueden recopilar datos independientemente de las condiciones climáticas y la iluminación solar, lo que los hace más adecuados para monitorear cuerpos de agua, particularmente en zonas tropicales. En comparación con los sensores ópticos que interactúan con un objetivo a nivel molecular, los sensores SAR interactúan con objetivos a nivel macroscópico y, por lo tanto, recopilan información de características como la estructura, la rugosidad de la superficie y el contenido de humedad (Salvia et al., 2009), presentándose como importantes instrumentos para el monitoreo de superficies con agua (Richards, 2009).

Entre las ventajas de esta tecnología se encuentran:

- Funcionamiento en todas las condiciones meteorológicas: posibilidad de traspasar y analizar áreas cubiertas de nubes.
- Capacidad de penetración en la vegetación, suelo y superficies con capas de nieve.

- Funcionamiento tanto diurno como nocturno:
- Capacidad de iluminación propia (sensor activo) posibilitando que el ángulo de iluminación sea controlado y que la cobertura se pueda relevar en cualquier condición de iluminación natural

La capacidad de atravesar la atmósfera en cualquier condición casi sin ninguna interferencia, radica en que la longitud de onda en la que operan los SAR es prácticamente transparente a la cobertura nubosa. Los cielos cubiertos con nubes son muy frecuentes en los ambientes tropicales, especialmente en la estación húmeda, que coincide con los eventos de alto caudal e inundaciones. También cabe resaltar que esta tecnología posee una elevada precisión a la hora de identificar superficies inundadas, ya que la señal que emite el sensor es muy sensible y sufre fuertes modificaciones al interactuar con objetos con diferentes constantes dieléctricas y rugosidades.

Un SAR es capaz de emitir un impulso de energía electromagnética y de recibir la señal retrodispersada debido a la interacción de las microondas con los diferentes objetos presentes en la superficie de la tierra. Esta señal de retorno o coeficiente de retrodispersión σ° , es registrado por el mismo emisor en términos de amplitud y fase de la onda reflejada. La amplitud de la señal está representada por la relación entre tiempo e intensidad: el tiempo requerido para cubrir el tramo de retorno del objeto a la antena, y la intensidad de la energía electromagnética captada después de la interacción entre onda emitida y la materia de la superficie terrestre. Estos dos parámetros, unidos a la fase de la onda, permiten identificar la posición del objeto respecto de la antena, y su naturaleza física como la forma, posición respecto a la iluminación del radar, características de la reflectividad de la superficie, etc. (Lanfri, 2011)

Tanto factores ligados a la naturaleza de la superficie iluminada o asociadas al sistema sensor utilizado, influyen la capacidad del objeto de reflejar energía hacia el sensor, y por lo tanto, determinan diferencias en el valor de σ° registrado, con la consecuente variación de las características de la imagen producida. Estos factores, junto con la forma y posición del objeto son:

Longitud de onda (frecuencia)

La longitud de onda y la frecuencia están interrelacionadas como puede verse en la siguiente ecuación 3.2 (Henderson & Lewis 2008):

$$F = c / \lambda$$

donde, λ es la longitud de onda, c es la velocidad de la luz y f es la frecuencia (Hz).

Los SARs generalmente operan en banda X, C o L, estas bandas de frecuencia o longitud de onda proporcionan información diferente de un mismo blanco, por consiguiente es una de las principales variables que condicionan su aplicabilidad (Tabla 3.1)

Tabla 3.1- Frecuencias típicas de los SAR y sus potenciales aplicaciones para zonas costeras continentales. Adaptado de Ottinger & Kuenzer (2020)

	Banda X	Banda C	Banda L
Longitud de Onda	2.4–3.8 cm	3.8-7.5 cm	15-30 cm
Frecuencia	8-12	4-8	1-2
Potencial para aplicaciones costeras continentales	Mapeo de alta resolución. Urbano. Agricultura	Agricultura Forestal Hidrología	Vegetación Forestal Humedad del suelo Biomasa
Sensores	TerraSAR-X, Tadem-X, CosmoSky-Med	Envisat-ASAR, Radarsat-2 Sentinel-1	JERS-1, ALOS/PALSAR, ALOS/PALSAR-2

La frecuencia o longitud de onda en la que opera el instrumento, determina el tipo de representación que tendrán los objetos observados en la imagen. La longitud de onda interactúa con el tamaño del objeto observado, condicionando la energía retrodispersada (Curlander & McDonough 1991). La longitud de onda utilizada además de determinar la percepción que se tendrá de la rugosidad de la superficie, influencia el grado de penetración de las ondas en el medio. La capacidad de penetración de las ondas de radar aumenta con la longitud de onda (figura 3.2)

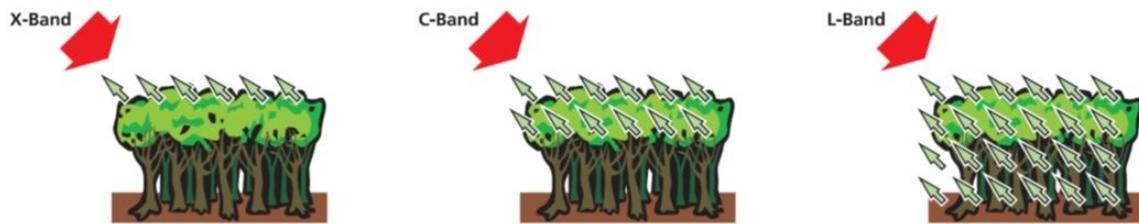


Figura 3.2- Penetración de la señal de radar en la cobertura vegetal según en la longitud d
(Fuente: Microwaves and Radar Institute, 2021)

Como se observa en la figura 3.2, la penetración de microondas en la vegetación es mayor para longitudes de onda más largas. De esta manera, las longitudes de onda más cortas permiten obtener información sobre las capas superiores de la vegetación (dosel), ya que interactúan con las partes más pequeñas, como hojas y ramas, mientras que las longitudes de onda más largas permiten obtener información de las capas inferiores (tallos y troncos) y la superficie del terreno. Otros factores que influyen en la penetración de la señal son el grado de humedad, la densidad de la vegetación y el ángulo de incidencia de la señal (Ulaby et al., 1986).

- Polarización de la onda

Independientemente de la longitud de onda, una onda electromagnética posee dos tipos de polarizaciones respecto a la dirección de propagación: una eléctrica de tipo vertical y una magnética perpendicular a la primera. Las antenas de los sistemas de radar se pueden configurar para transmitir y recibir radiación electromagnética polarizada ya sea horizontal o verticalmente, permitiendo el relevamiento de eventuales fenómenos de despolarización de la onda de retorno, debido a las características superficiales y subsuperficiales de los objetos indagados. Los elementos presentes en la escena e iluminados por el radar, tienden a despolarizar en modo selectivo la onda recibida, reflejando una intensidad de energía diferente según sea un vector de campo eléctrico horizontal o vertical (Curlander & McDonough, 1991). Cuando la energía transmitida es polarizada en la misma dirección que la recibida, al sistema se le conoce como de polarización similar (figura 3.3)

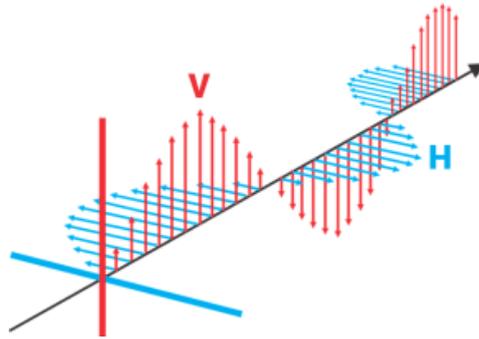


Figura 3.3 - Dirección de propagación del campo eléctrico. V: vertical. H: horizontal

HH indica que la energía se transmite y se recibe horizontalmente polarizada; VV que la energía se transmite y se recibe verticalmente polarizada. En algunos sistemas radar existe por ejemplo, la posibilidad de transmitir en una polarización vertical y recibir la señal de retorno en una polarización horizontal; tal modalidad es descrita con la sigla VH (transmisión en horizontal y recepción en vertical) o viceversa VH

Geometría de adquisición

En la figura 3.4 se presenta esquematizada la geometría de adquisición de un sistema SAR. Como se observa, esta depende de varios aspectos relacionados al sistema sensor y a la superficie de la tierra iluminada como la dirección del vuelo y mirada de la antena. También el ángulo de incidencia está en relación al pulso emitido y a la superficie observada

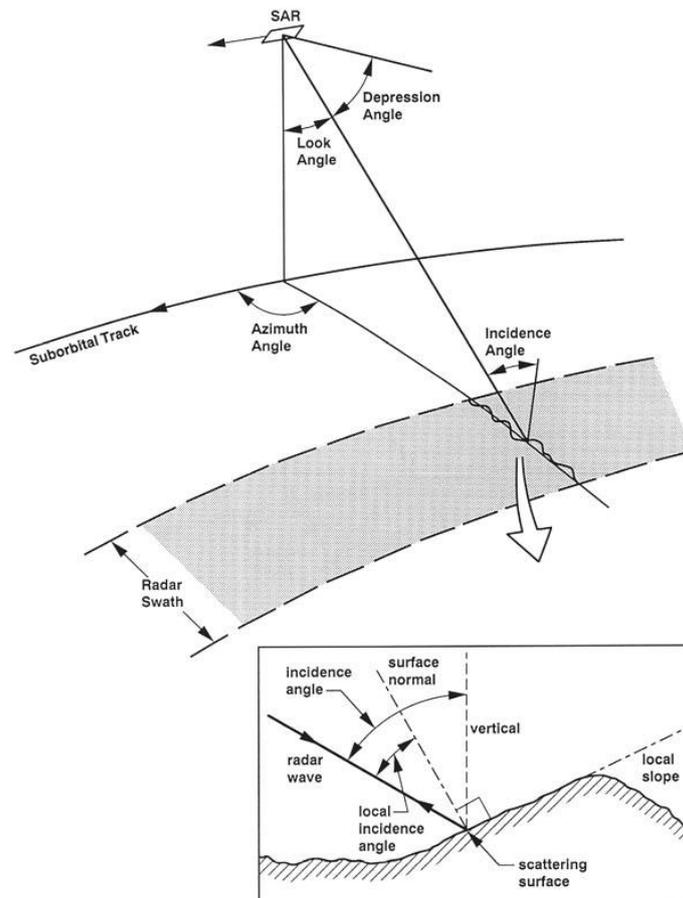


Figura 3.4- Geometría de adquisición de imágenes SAR El ángulo de depresión es complementario al ángulo de mirada; el ángulo de incidencia puede verse afectado por la curvatura planetaria. El ángulo de incidencia local puede verse afectado por la topografía local (Fuente Curlander & McDonough, 1991).

El ángulo de incidencia θ se define como el ángulo formado entre el haz de radar y una línea perpendicular a la superficie (nadir). Las interacciones de las microondas con la superficie pueden resultar complejas, generando fuertes diferencias dependiendo de la geometría de adquisición, especialmente al ángulo de incidencia. El mismo objeto observado a diferentes ángulos de incidencia puede presentarse en la imagen de maneras muy diferentes. El retorno de la señal es normalmente fuerte a bajos ángulos de incidencia y disminuye con el aumento del mismo (Richards, 2009).

Resolución

Otra característica importante que define el tipo de dato que puede proveer un SAR es la resolución espacial. Se describe como la distancia mínima que precisa el sistema de radar para distinguir dos o más objetos. En el sistema SAR, la resolución espacial se mide en las direcciones de acimut y rango, estando controlada por las características del sistema de radar y el sensor.

La resolución de rango de un SAR se mide a lo largo de la dirección de iluminación lateral y es proporcional a la longitud del pulso procesado. Cuanto más corta sea la longitud del pulso, más detallada será la resolución del rango. Los datos de radar se generan en el dominio de rango inclinado, pero generalmente se proyectan en el plano de rango terrestre cuando se procesan en una imagen.

La resolución de acimut en un sistema SAR viene dada por la longitud de la antena dividida por dos. Esta relación inversamente proporcional entre el tamaño de la antena y la resolución puede controlarse aumentando el tamaño de la antena o sintetizándola de manera virtual

Grado de humedad de la superficie

Las propiedades eléctricas de una superficie se describen por la constante dieléctrica compleja, o permitividad relativa del suelo, que depende fuertemente de la humedad presente en él. Es un parámetro que mide las propiedades eléctricas superficiales de un medio y está constituido por dos términos: la permitividad y la conductividad. El suelo seco tiene una constante dieléctrica en el orden de 2 o 3, mientras que el agua tiene una constante dieléctrica del orden de los 80, en la región de las microondas del espectro electromagnético (Shi et al., 1997). Si se agrega al suelo una cantidad relativamente pequeña de agua, el valor de la constante dieléctrica cambia drásticamente aumentando por lo tanto la retrodispersión de la superficie (Van Zyl, 2011). De allí que esta variable es un excelente indicador de la presencia de humedad.

Propiedades estructurales o geométricas de la superficie

Entre las propiedades que gobiernan la retrodispersión de una señal incidente, una de las más importantes es la rugosidad, manifestada por las irregularidades que presenta la superficie a escala milimétrica o centimétrica. La rugosidad

superficial es una variable relativa, y depende exclusivamente de la configuración del sistema SAR para la captura de la escena, en cuanto a parámetros como longitud de onda, polarización y ángulo de incidencia. Particularmente, la rugosidad superficial depende fuertemente de la longitud de onda de la señal incidente y la dimensión de aspereza vertical y horizontal de la superficie (Ulaby et al., 1982).

El criterio o para establecer el grado de rugosidad de una superficie está definido por Rayleigh (Curlander & McDonough, 1991). La superficie de un objeto es considerada lisa (no es rugosa) si:

$$h < \lambda / 8 \cos(\theta)$$

donde h es la altitud media de la aspereza de la superficie (medida en cm), λ representa la longitud de onda de la energía de radar incidente (medida en cm), y θ representa el valor del ángulo de incidencia de la onda sobre la superficie del objeto.

3.1.2 Mecanismos de retrodispersión

Las imágenes SAR representan una estimación de la retrodispersión del radar en un área determinada de la superficie. Las áreas oscuras en la imagen representan baja retrodispersión, mientras que áreas brillantes significan un alto retorno de la energía a la antena.

La forma en que la energía emitida por el radar interactúa con los objetos depende de las características de estos y de la energía. De forma general los mecanismos de retrodispersión pueden ser categorizados de la siguiente manera (figura 3.5):

- **Retrodispersión Difusa:** este tipo de interacción se produce cuando la superficie que se observa es rugosa. El grado de rugosidad va a influenciar la intensidad de la señal de retorno.

- Retrodispersión Especular: cuando la señal de radar interactúa con una superficie 'lisa', esta superficie se comporta como un espejo, es decir la señal incidente y la señal retrodispersada tienen direcciones opuestas. La señal de respuesta que recibe el radar es muy baja por lo tanto se visualiza como tonos oscuros en la imagen. Un ejemplo es el agua en estado calmo.
- Retrodispersión en volumen: Es la dispersión de la señal de radar dentro de un volumen o medio y consiste en múltiples rebotes y reflexiones de los diferentes componentes o capas dentro del área iluminada. La señal retrodispersada dependerá de la densidad de los objetos, la geometría y las propiedades dieléctricas de los mismos. En este caso, la señal retrodispersada es media, y se ven niveles intermedios de brillo en la imagen radar. Algunos ejemplos de superficies con dispersión en volumen son: copa de árboles, pajonales, cultivos, etc.
- Retrodispersión doble rebote: es el resultado de la interacción de una señal de radar con dos superficies perpendiculares, conocidas como reflector de esquina. Cuando se produce un mecanismo de doble rebote se observa un tono muy brillante en la imagen de radar, ya que la señal retrodispersada es muy fuerte. Algunos ejemplos de elementos que generan doble rebote son: áreas urbanas, tronco de árboles sobre superficies inundadas y barcos en el agua.

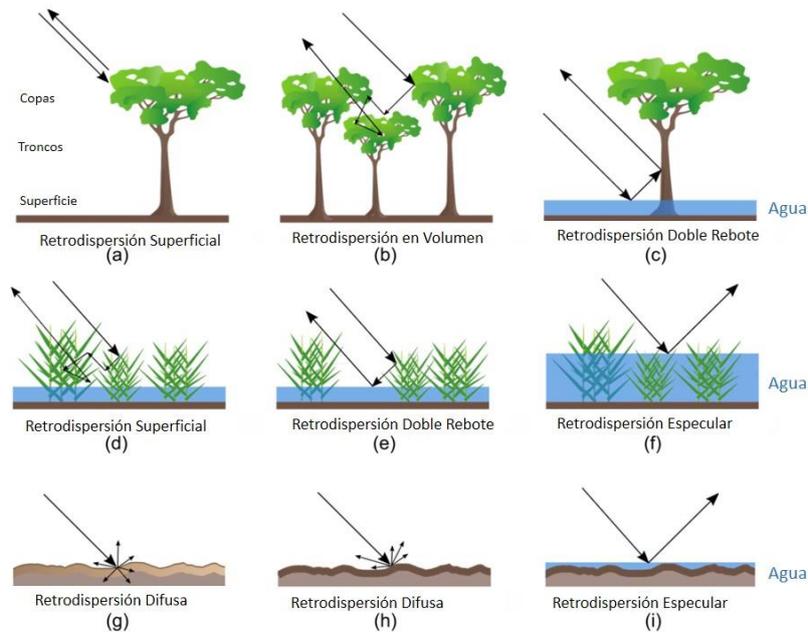


Figura 3.5 - Mecanismos de retrodispersión de radar para superficies de bosques, humedales y suelos. (a,b,g,h): condición no inundada; dispersión de la señal en las copas y en el suelo. (c,f,i): humedal sumergido/aguas abiertas con fuerte retrodispersión de doble rebote entre los troncos de los árboles y la superficie del agua. (g-i): Superficie del suelo en condición seca (g), húmeda (h) e inundada (i). (Adaptado de Ottinger & Kuenzer, 2020).

Las superficies inclinadas hacia la antena tendrán una mayor retrodispersión que superficies con pendiente opuesta, tendiendo a aparecer más brillantes en una imagen radar. Algunas áreas no iluminadas por el radar, como valles o laderas detrás de montañas, no recibirán retrodispersión de la señal y aparecerán oscuras.

3.1.3 Distorsiones

La topografía local y la mirada lateral del sensor producen una serie de distorsiones en las imágenes, particularmente los datos que no estén directamente en la ubicación nadir del sensor tendrán algo de distorsión (Richards, 2009). Las correcciones del terreno están destinadas a compensar estas distorsiones para que la representación geométrica de la imagen sea lo más cercana posible a la realidad.

Existe también un efecto no deseado causado por un patrón de interferencia coherente de la energía, que proviene desde distintos blancos dentro de un píxel. Esto significa que los objetos de la superficie son reflectores irregulares, y los haces emitidos por el radar regresan al sensor habiendo recorrido distintas distancias y habiendo acumulado así diferencias de fase. Dependiendo del valor de esta diferencia de fase, los haces interferirán constructiva, parcial o destructivamente. El fenómeno conocido como speckle, es básicamente interferencia a gran escala. Tal “ruido” está físicamente ligado a la naturaleza coherente de los sensores SAR e imparte una aleatoriedad tal, que la magnitud de cada píxel obedece una distribución de Rayleigh (Cumming y Wong, 2005).

La interpretación de la información de los datos de radar depende críticamente del conocimiento de la interacción de las microondas con las diferentes superficies. Estableciendo comparaciones, se observan diferencias significativas en la interpretación de imágenes satelitales de radar y ópticas. Estas últimas resultan más intuitivas en la mecánica de formación de la imagen y las características medidas del objetivo (Farr, 1993).

En este contexto tecnológico, cabe destacar que los SARs proporcionan información que puede ayudar a orientar las decisiones de gestión y los datos necesarios para su aplicación en investigaciones sobre peligros, hidrología, geomorfología y ecología del paisaje (Townsend 2001).

3.1.4 Detección de Áreas inundadas y anegadas a partir de datos SAR

La recolección de datos hidrológicos sigue siendo una tarea difícil en la actualidad debido a la falta de disponibilidad de dispositivos de medición, la inaccesibilidad del terreno y las limitaciones de espacio/tiempo. Una buena alternativa para superar estas dificultades es el uso de sensores remotos satelitales, que pueden brindar una vista sinóptica de las áreas objetivo y medir los cambios en la superficie y, por lo tanto, proporcionar la información necesaria para estudios hidrológicos, gestión de cuencas fluviales, riesgos de inundaciones, vigilancia/prevenición y gestión del agua, etc. (Musa et al., 2015)

Entre las aplicaciones más frecuentes de los SAR en hidrología se encuentran trabajos relacionados a la humedad del suelo (Shi et al., 1997), cartografía de humedales (Adeli, 2020), cartografía de inundaciones (Manavalan, 2017), cartografía de la nieve (Tsai, 2019) y modelos hidrológicos (Liu, 2019).

Varios estudios investigan las relaciones directas entre las variables del sistema sensor (longitud de onda, polarización y ángulo de incidencia) y las variables objetivo (tamaño, forma geométrica, densidad, rugosidad de la superficie y constante dieléctrica) (Pope et al., 1997; Proisy et al., 2000; Parmuchi et al., 2002; Lang & Kasischke, 2008). En esta línea, Bourgeau-Chávez et al. (2005), consideran que para el monitoreo de humedales, las características involucradas en el proceso de formación de imágenes se pueden agrupar en tres tipos: estructura de la vegetación, rugosidad superficial del terreno y presencia o ausencia de agua.

La sensibilidad que presenta el SAR para distinguir entre las clases agua y tierra (clase que abarca distintos tipos de cobertura), está dada por el gran contraste que existe en el comportamiento de estas clases frente a las microondas. La clase tierra está definida como el conjunto de todas las coberturas que no corresponden a la clase agua. Los cuerpos de agua actúan como una superficie reflectora especular, su respuesta es baja (bajo coeficiente de retrodispersión) y entonces, luce como un área oscura. La tierra, por su parte, devuelve mucha mayor cantidad de energía, debido por ejemplo a la rugosidad de superficie y esto genera el alto contraste entre las superficies: tierra y agua (Lanfri, 2011).

Un suelo desnudo húmedo consiste en una mezcla de partículas de suelo, aire y agua líquida. El agua contenida en el suelo está generalmente caracterizada de dos maneras: agua ligada y agua libre. El agua ligada se refiere a las moléculas de agua contenidas en la primera capa molecular que rodea a las partículas del suelo, ligadas por fuerzas matriciales y osmóticas. Las fuerzas matriciales disminuyen rápidamente con la distancia, por lo tanto, a varias capas de moléculas de distancia, el agua es capaz de moverse dentro del medio del suelo con cierta facilidad, estado en el que se la conoce como agua libre (Behari, 2005). La cantidad de agua ligada es directamente proporcional al área superficial de las partículas del suelo, el cual, a su vez, es función de la textura

del mismo y la mineralogía.

Para el caso de áreas con vegetación, como suele ocurrir en las áreas circundantes a un río o a un lago, las longitudes de onda mayor tienen mayor penetración bajo la vegetación. Además, si parte de la vegetación fue cubierta por agua, hay un aumento en la energía, dado el nuevo mecanismo de retrodispersión de doble rebote que se genera entre el agua (superficie lisa) y las estructuras verticales de la vegetación. Por último, en suelos húmedos, la respuesta también aumenta, pero disminuye ante la presencia de una cubierta de agua.

Con respecto a la polarización, HH es recomendable para la detección de cuerpos de agua, ya que es menos afectada por las estructuras verticales de la vegetación. En este sentido, la delimitación es mejor si se trata de un área con vegetación en el área circundante. VV es sensible a la humedad del suelo y a las inundaciones; mientras que una onda cros-polarizada, por ejemplo VH, es útil para la discriminación de los tipos de vegetación leñosa y herbácea, ya que tiene sensibilidad a la biomasa. Con respecto al ángulo de incidencia, el contraste entre tierra y agua es mayor con el incremento del ángulo de incidencia.

El mapeo de cuerpos de agua utilizando imágenes de radar se basa en los diferentes mecanismos de interacción que tienen lugar entre la señal y la superficie. El agua en calma es reconocible en imágenes de radar, ya que ante la ausencia de rugosidad o presencia de poca rugosidad (oleaje) que se encuentra en la superficie, se genera un tipo de respuesta de tipo especular o difusa. En cambio, cuando hay una mayor rugosidad, hay un mayor retorno de la señal hacia el sensor. En el primer caso, la tonalidad será oscura, en el segundo caso, será gris y más brillante. Este fenómeno de rugosidad superficial del agua es el principal obstáculo para el mapeo de cuerpos de agua, ya que los valores observados no son homogéneos, dificultando la identificación de píxeles inundados (Bourgeau-Chávez et al., 2005).

Diferentes técnicas de procesamiento de imágenes son empleadas para obtener la extensión de superficies cubiertas de agua a partir de imágenes SAR (Brivio et al., 2002). Entre los métodos de clasificación supervisada que han sido

propuestos para la identificación de cuerpos de agua se pueden mencionar los siguientes: interpretación visual, selección de umbrales, análisis de textura, y contornos activos (Schumann et al., 2009).

Tradicionalmente, la detección de cuerpos de agua en SAR ha sido llevada a cabo mediante la selección de umbrales en la imagen de intensidad (Brivio et al., 2002). Sin embargo, la selección de umbrales tiene problemas en la separación agua y tierra, por ejemplo, a diferentes ángulos de incidencia. Otra limitación de esta técnica es su sensibilidad al ruido causado por el característico patrón de *speckle* en imágenes SAR, o bien por la presencia de oleaje y/o vegetación sobre el agua.

Para mejorar las clasificaciones y/o segmentaciones de las imágenes SAR algunos autores incorporaron la matriz GLCM (matriz de coocurrencia de niveles de gris. Gray Level Co occurrence Matrix) que calcula productos de textura basados en las bandas de intensidad las imágenes SAR (Zakeri, et al., 2017; Ouled et al., 2018). Existen diferentes enfoques que se pueden utilizar para identificar patrones de textura en una imagen determinada. Para una clasificación eficiente de la cobertura de agua, las medidas de textura deben elegirse adecuadamente (Chamundeeswari et al., 2009). La textura es una propiedad intrínseca de prácticamente todas las superficies. La clasificación, que integra medidas tanto de intensidad como de textura, puede ser eficaz para segmentar las imágenes SAR (Singh & Kaur, 2011)

La capacidad que tienen los sensores SAR se desarrollan en el marco de una mayor resolución espacial y temporal de los instrumentos, junto con la cobertura global proporcionan una buena estimación de la extensión de los sistemas acuáticos en diferentes escalas. Conjuntamente con los sensores ópticos multiespectrales proporcionan mayor información, incluyendo datos a nivel molecular que estos últimos proporcionan.

En este capítulo se busca realizar un mapeo multitemporal de los cuerpos de agua superficiales y áreas inundadas durante diferentes condiciones de caudal y precipitaciones a partir de datos S1.

3.1.5 Área de Estudio

El área de estudio cubre una superficie de 4752,70 km² totalmente inseridos en el BRD. El recorte se realizó en base a los datos disponibles y la capacidad de procesamiento, visando en integrar casi la totalidad de los cuerpos de agua del BRD, haciendo hincapié en los adyacentes al curso principal del río, e incorporando parte de todas las unidades geomorfológicas que comprenden el BRD.

En la figura 3.6 se presenta el área de estudio con sus respectivas curvas de nivel con equidistancia de 2 m, obtenidas del relevamiento realizado por IEMA (2012). Se integra al mapa la red de drenaje y los cursos de agua permanentes fueron obtenidos del portal abierto de la Agencia Nacional de Agua (<https://dadosabertos.ana.gov.br/>)

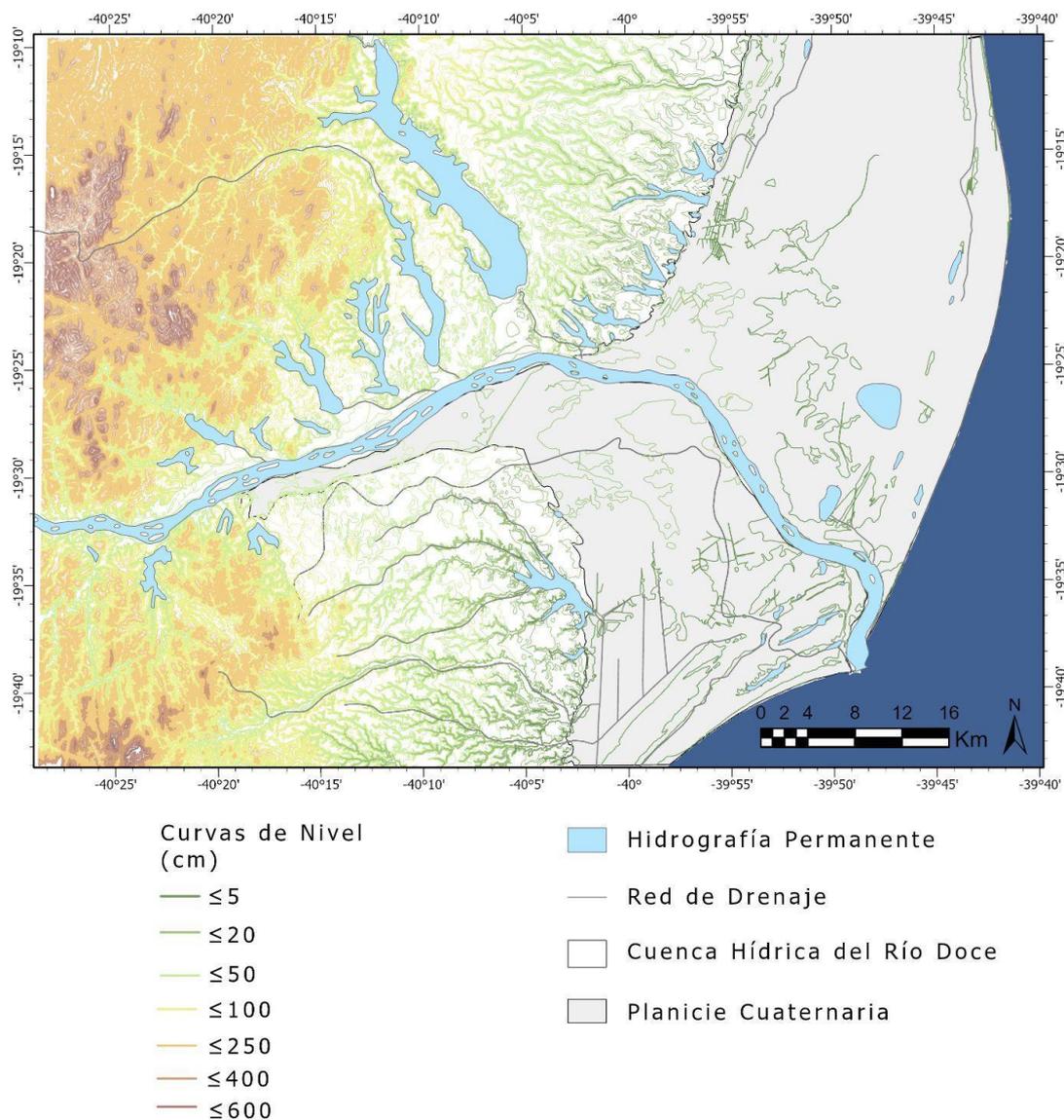


Figura 3.6- Cuenca baja del Río Doce correspondiente al área de estudio, destacándose las curvas de nivel, los cursos fluviales y cuerpos de agua permanentes

Al este del área de estudio, en las zonas más elevadas, se ubican los Patamares Escalonados, que representan un relieve escarpado con cortes escalonados y alturas del terreno que oscilan entre 400 y 800 m con predominancia de rocas del basamento cristalino Precámbrico. Se trata de zonas sujetas a erosión, siendo fuente de materiales que drenan por la cuenca hacia áreas más bajas en dirección a la costa.

Los Tabuleiros costeros del grupo “Barreiras”, son la próxima formación en sentido oeste-este. Este paisaje es una secuencia de terrazas planas, con elevaciones de 28 a 65 m que están separados entre sí por amplios valles y áreas bajas que contienen lagos y humedales dispersos. Los cuerpos de agua de esta formación se presentan alargados en sentido NO SE, controlando fuertemente la red de drenaje regional. El lago Juparanã se destaca de los demás lagos por su extensión y características fisiográficas, es el mayor cuerpo lacustre del sistema del valle inferior del Río Doce, con aproximadamente 25 km de longitud, caracterizado por la destacada linealidad de sus márgenes. Bordeando la cabecera de este cuerpo lacustre, en el inicio de los “Patamares Escalonados” hay rocas del basamento cristalino Precámbrico, que vienen a aflorar dentro del lago Juparanã, en la Isla Emperador, cerca de una prominente estrangulación del cuerpo lacustre (Hatushika et al. 2007).

Al este de los Tabuleiros Costeiros se da inicio a la planicie fluvio-lacustre y costera donde se ubica la desembocadura del río en el Océano Atlántico. Se trata de una llanura de inundación cuyas altitudes decrecen hacia el cauce principal y hacia la planicie costera. Las alturas predominantes oscilan entre los 100 y 200 m disminuyendo hacia la costa y cerca de la planicie costera no supera los 20 m. Es una formación fuertemente asociada a los pulsos del río, con una serie de cuerpos de agua poco profundos y ricos en materia orgánica, algunos de los cuales se encuentran conectados con el mar. También se observan una serie de humedales intermitentes que le otorgan cierta conectividad a los ecosistemas acuáticos ya que cuando ocurren elevados caudales, el río trasborda inundando estas áreas (capítulo 2)

3.1.6 Objetivos

Los objetivos que se plantean para este capítulo son los siguientes:

- Detectar las áreas inundadas del BRD durante 3 eventos de desborde del río a partir de datos SAR.
- Delimitar las áreas ocupadas por los cuerpos de agua permanentes y transitorios a una resolución espacial de 10m.

- Establecer relaciones entre el alcance de las inundaciones, el caudal y nivel del río así como las precipitaciones locales

3.2 Materiales y Métodos

En este capítulo se propone una metodología para el análisis multitemporal de la cobertura del sistema lacustre y áreas inundadas del BRD, a partir de datos S1, considerando diferentes condiciones de caudal y nivel del río. Para cubrir el área de estudio es necesaria la realización de un mosaico de 2 productos de la misma órbita que corresponde a la número 82. Las imágenes empleadas se encuentran entre los 30.44° de ángulo de incidencia cercano y 46.00° de ángulo lejano. También se utilizan datos multiespectrales Sentinel 2 (S2) como una fuente de validación para los resultados (Tabla 3.2).

Tabla 3.2- Datos satelitales utilizados para el procesamiento y su respectiva condición de caudal y nivel del río

Fecha	S1	S2	Caudal (m.s ⁻¹)	Nivel (cm)
30/10/2015	S1A_IW_GRDH_1SDV_20151030T081308_008379_00BD52_D60F	N/A	104	94
	S1A_IW_GRDH_1SDV_20151030T081333_008379_00BD52_31A4			
22/01/2016	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160122T081308_009604_00DFB7_8211	N/A	4322	583
	S1A_IW_GRDH_1SDV_20160122T081308_009604_00DFB7_1F24			
10/02/2018	S1B_IW_GRDH_1SDV_20180210T081236_009558_011370_D624	S2A_MSIL1C_20180210T125301_N0206_R052_T24_KVD_20180210T174619	3733	534
	S1B_IW_GRDH_1SDV_20180210T081301_009558_011370_C7A5	S2A_MSIL1C_20180210T125301_N0206_R052_T24_KUD_20180210T174619		
31/01/2020	S1B_IW_GRDH_1SDV_20200131T081249_020058_025F5D_1FDC	S2A_MSIL1C_20200131T125301_N0208_R052_T24_KVD_20200131T141732	2331	419
	S1B_IW_GRDH_1SDV_20200131T081249_020058_025F5D_41C2	S2A_MSIL1C_20200131T125301_N0208_R052_T24_KVD_20200131T141732		

La primera fecha es del día 30 octubre de 2015, donde se presenta una situación de déficit hídrico con caudales muy por debajo del promedio, utilizándose como referencia para distinguir los cuerpos de agua permanentes ya que en estas condiciones no se espera encontrar áreas inundadas en la planicie con agua proveniente del río.

Para las fechas subsiguientes la situación hídrica es de elevado caudal registrándose niveles por encima de la cota de desborde del canal principal. Estas condiciones permiten observar la superficie inundada, analizando las áreas afectadas y su variabilidad temporal. Es importante destacar que los eventos de alto caudal generalmente producen resuspensión de material del fondo provocando un aumento de los sólidos en suspensión (Mulder, 1995; Milliman & Farnsworth, 2013; Quaresma et al., 2015) y su consiguiente aporte a la planicie costera

La segunda fecha es del día 22 de enero de 2016, 7 días después que los residuos de la minera Samarco S.A. alcanzaran el BRD. Existen evidencias de elevadas concentraciones de material proveniente de la represa en el agua de río (dos Santos Vergilio et al., 2021). En esta línea Sá et al. (2021), también sumaron información al respecto de la presencia de residuos luego de la catástrofe de Samarco, inclusive en la fase crónica (entre 3 meses y 1 año después del evento).

Durante este periodo de elevado caudal, el río marcó niveles superiores a la cota de inundación por 3 días consecutivos. Sin embargo, las condiciones atmosféricas no permitieron la obtención de imágenes ópticas para la observación del área de estudio, debido a la frecuente presencia de cobertura nubosa.

Los próximos sucesos de gran caudal registrados hasta el año 2021 corresponden a la tercera fecha del día 10 de febrero de 2018 y cuarta del 31 de enero de 2020, donde se superó por 4 días consecutivos la cota de inundación en ambos eventos.

Para la identificación de las áreas inundadas a partir de los datos de radar, se propone la aplicación de una metodología alternativa a los umbrales en el

histograma de la imagen, ya que la misma presenta problemas en la separación agua y tierra, por ejemplo, a diferentes ángulos de incidencia. Una adecuada metodología de detección de superficies de agua debería ser, en principio, independiente del ángulo de incidencia del sensor (Lamfri, 2011).

En este sentido se optó por utilizar medidas de textura (Haralick et al., 1973) y la implementación de una clasificación de máxima probabilidad, basada en estas medidas, la cual produce buenos resultados independientemente del ángulo de incidencia (Solbø et al., 2003 y 2004). Este método basado en la clasificación mediante datos de textura presenta mejores resultados a la hora de detectar cuerpos de agua cuya superficie se torna rugosa a causa de los vientos o vegetación superficiales. También disminuye las confusiones entre el agua y las sombras de la imagen y los errores producto del speckle (Chamundeeswari et al., 2009; Singh & kaur., 2011; Ouled et al., 2018).

3.2.1 Obtención de los datos Sentinel 1 y 2

Las imágenes Sentinel son obtenidas de manera libre del portal del Programa Copernicus, de la Agencia Espacial Europea (<https://scihub.copernicus.eu/>). El programa se desarrolló con el objetivo de lograr una capacidad de observación de la Tierra global y a gran escala. El acceso a las imágenes es gratuito permitiendo su uso para estudios de mitigación ambiental, impactos del cambio climático, estudios en el campo de las geociencias aplicados a los campos de monitoreo atmosférico, hidrológico, uso y cobertura del suelo, ecosistemas marinos, cambio climático, gestión de situaciones de emergencia y seguridad.

Los productos S1 tienen una resolución temporal de 5 días, para este trabajo fueron descargados en formato IW_GRD_HR (Interferometric Wide. Ground Range Detected. High Resolution) con un nivel de procesamiento L1, de órbita descendente y mirada derecha. Poseen resolución espacial de 10 m, polarización dual vertical/horizontal (VH) y vertical/vertical (VV). Los productos GRD, son datos enfocados que han sido detectados, analizados y proyectados al rango terrestre utilizando un modelo de elipsoide terrestre. La proyección elipsoide de los productos GRD se corrige utilizando la altura del terreno

especificada en la anotación general del producto. La altura del terreno usada varía en acimut, pero es constante en rango.

Las coordenadas de rango terrestre son las coordenadas de rango inclinado proyectadas en el elipsoide de la Tierra. Los valores de píxeles representan la magnitud detectada. Se pierde la información de fase. El producto resultante tiene una resolución espacial aproximadamente cuadrada y un espacio entre píxeles cuadrados con speckle reducido debido al procesamiento multi-look. Para cubrir toda el área de estudio, es necesario realizar un mosaico con dos escenas (órbita 8).

Las imágenes S2 Multispectral Instrument (MSI), utilizadas para la validación poseen un nivel de procesamiento 1C, con corrección geométrica (ortoimágenes) y reflectancia medida al tope de la atmósfera (TOA - Top-Of-Atmosphere). Poseen una resolución temporal de 5 días y variada resolución espacial de acuerdo a las bandas espectrales en las que opera (tabla 3.3)

Tabla 3.3- Características de los datos MSI

Número de Banda	Longitud de onda central (nm)	Ancho de banda (nm)	Resolución espacial (m)
1	443	20	60
2	490	65	10
3	560	35	10
4	665	30	10
5	705	15	20
6	740	15	20
7	783	20	20
8a	842	115	10
8b	865	20	20
9	945	20	60
10	1375	30	60
11	1610	90	20
12	2190	180	20

El procesamiento tanto de las imágenes de radar como de las ópticas fue realizado en Sentinel Application Platform (SNAP v7.0), distribuido libremente por la Agencia Espacial Europea (ESA). Se trata de un programa libre, abierto,

diseñado para fines científicos en el marco de las misiones de observación de la tierra.

Sen2Cor processor (v7.0.0), fue utilizado para realizar las correcciones atmosféricas, este algoritmo atenúa las distorsiones producidas por componentes atmosféricos a través de un modelo global de transferencia radiativa, permitiendo además corregir efectos asociados a la presencia de vapor de agua, cirrus y aerosoles (Main-Knorn et al., 2017).

3.2.2 Preprocesamiento y obtención de valores de retrodispersión

El preprocesamiento de los datos S1, consiste en una serie de pasos para corregir los ruidos y distorsiones inherentes a las imágenes de radar, disminuyendo las deformaciones originadas por el relieve y las interferencias en la señal, para poder calibrar los datos obteniendo unidades de retrodispersión (sigma naught σ).

En la corrección orbital se actualizan los vectores de órbita proporcionados en el metadato del producto SAR, ya que con el tiempo la posición de la órbita varía, se puede actualizar esta información (para Sentinel) dentro de los 20 días después de la generación del producto.

La atenuación de ruido térmico, interferencia y “clutter”, es realizada ya que en la práctica, la señal radar recibida está contaminada por estas interferencias y los productos GRD no poseen esta corrección. Los productos de Level 1 proporcionan un LUT (“Lookup Table”) de ruido. Los valores del LUT de ruido, están proporcionados en potencia lineal, siendo utilizados para generar los perfiles de ruido y sustraerlos de la imagen en intensidad.

El objetivo de la calibración radiométrica es proporcionar imágenes en las que los valores de los píxeles se puedan relacionar directamente con el coeficiente de retrodispersión σ de la escena del radar. La imagen de entrada está en unidades de números digitales (DNs), mientras que la imagen de salida está en unidades físicas, que es la relación de la potencia que regresa de una zona del

terreno a la potencia enviada a dicha zona por la antena. Los productos L1 cuentan con un conjunto de "Calibration Annotation Data Set" (CADS), que proporcionan la información necesaria para convertir la reflectividad radar en unidades físicas.

Para corregir los efectos asociados a la mirada lateral característica de los SAR y las alteraciones que produce la topografía se aplica un algoritmo de ortorectificación denominado Range Doppler Terrain Correction, que asocia la información del vector de estado de órbita con un modelo digital de elevación.

Para la corrección del terreno se utilizó un MDT de 2m de resolución espacial horizontal y un error medio cuadrático 1,6m para la vertical, elaborado por IEMA (2012), para todo el estado de Espirito Santo. Este producto fue construido con análisis estereoscópico de un vuelo aerofotogramétrico multiespectral y aerotriangulación con puntos de apoyo en campo. En total fueron 773 puntos de control con una precisión absoluta entre 25 cm y 1 m. Los cálculos planímetros fueron realizados en coordenadas planas UTM/Sirgas 2000 y datum vertical referenciado al mareógrafo de Imbituba (SC). La restitución hidrográfica realizada sobre cursos de agua, masas de agua y áreas de aportación de agua, se produjo con el detalle y densidad de los elementos geográficos compatibles a escala 1:10,000. (IEMA, 2012)

3.2.2.1 *Filtrado*

La naturaleza coherente de las ondas de radar produce una interferencia que aparece en las imágenes SAR provocada por varias dispersiones elementales de las ondas electromagnéticas reflejadas. Este fenómeno produce un ruido multiplicativo que es proporcional a la intensidad de la señal recibida y se manifiesta en los valores de los píxeles de la imagen, provocando variaciones con un patrón de textura granular, lo que compromete la interpretación de la imagen, así como la efectividad en la clasificación de las características de las mismas. Este fenómeno se conoce como speckle, siendo uno de los principales responsables de las distorsiones radiométricas en las imágenes de radar. Por lo

tanto, la minimización de este ruido es fundamental para una mejor extracción de información en este tipo de imágenes.

Existen dos métodos para disminuir el ruido speckle: el multilooking y el filtrado. El primero reduce la resolución espacial, mientras el segundo tiende a mantener el valor promedio del retorno del radar, preservando los bordes presentes en la imagen y la información de textura (Lee & Pottier 2017).

Los filtros de speckle tienen el propósito de manipular las frecuencias (altas, medias o bajas) para corregir las características de interés. Un buen filtro es aquel que promueve la menor pérdida de información de los datos originales, proporciona discriminación entre los objetivos de la escena, facilitando la segmentación automática de imágenes

Para mantener la resolución espacial de 10 m provistas por las imágenes S1 se opta por disminuir el ruido speckle a partir de la aplicación de diferentes filtros y se evaluarán los resultados a partir del Número Equivalente de Looks (ENL) e interpretación visual.

Los filtros aplicados y comparados son (Yommy & Wu 2015):

- Boxcar (media): El filtrado boxcar es simple y no elimina el speckle, sino que promedia los píxeles afectados con los vecinos. En términos generales, este es el método menos satisfactorio de reducción del ruido, ya que provoca una pérdida de detalle y resolución. Sin embargo, se puede utilizar para aplicaciones en las que la resolución no es la primera preocupación.
- Gamma MAP: El filtro Maximum A Posteriori (MAP), se basa en un modelo de ruido multiplicativo con parámetros de media y varianza no estacionarios. Este filtro asume que el valor del píxel original se encuentra entre el valor del píxel de interés y el promedio de la ventana kernel en movimiento. Como muchos filtros de reducción de speckle Gamma MAP asume una distribución gaussiana para el ruido.
- Lee: Utiliza la distribución estadística de los valores DN dentro de una ventana kernel para estimar el valor del píxel de interés. Este filtro también asume una distribución gaussiana para el ruido en los datos de la imagen.

El filtro de Lee se basa en la suposición de que la media y la varianza del píxel de interés es igual a la media local y la varianza de todos los píxeles dentro de la ventana móvil definida por el usuario.

- Refined Lee: este filtro minimiza el error cuadrático medio (MSE) para filtrar los elementos diagonales de las matrices de covarianza o coherencia, el filtro Lee refinado considera una estimación del error cuadrático medio lineal y mínimo local dentro de ventanas alineadas, logrando una mejor preservación de los detalles de la imagen.

El Número Equivalente de Looks (ENL) se usa como un índice para evaluar el rendimiento de los métodos de reducción de speckle, es factible realizar una estimación del valor del número equivalente de looks empleando el siguiente procedimiento: en una zona homogénea de la imagen se selecciona un conjunto de ventanas, en cada una de ellas se calcula el promedio μ y la desviación estándar σ . El conjunto de valores de μ y σ se grafican en un sistema bidimensional de ejes cartesianos y se ajusta una línea recta por mínimos cuadrados. La pendiente de esta línea recta elevada al cuadrado es una estimación del ENL

3.2.2.2 *Extracción de Texturas*

La matriz de coocurrencia de niveles de grises a (Gray Level Co-occurrence Matrix – GLCM), es el método estadístico más utilizado para la descripción de texturas propuesto por Haralick et al. (1973). Se basa en la estimación de la función de densidad de probabilidad, $P(i, j | d, \theta)$, calcula diferentes propiedades de la relación estadística de la coocurrencia de píxeles dentro de una ventana móvil predefinida y a lo largo de direcciones predefinidas ($\theta = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$ y 135°) y distancias entre píxeles (d)

Las medidas texturales, podrían agruparse en función de cómo son asignados los pesos en las ecuaciones, así tenemos un primer grupo donde los pesos están relacionados con la distancia a la diagonal que se denominan, contraste, disimilaridad y homogeneidad.

Un segundo grupo donde se asignan los pesos directamente con la probabilidad, y hacen referencia al orden de los valores dentro de la ventana; en este grupo se encuentra ASM, energía y entropía.

Y Finalmente un grupo de medidas que se hacen referencia a estadísticas descriptivas como la media, la varianza o desviación estándar y la correlación.

Generalmente, las medidas contenidas en el mismo grupo aportan el mismo tipo de información, y están correlacionadas entre ellas, algunas positivamente y otras negativamente.

En este estudio, las métricas de textura especificadas se aplican al conjunto de datos en todas las direcciones con diferentes tamaños de ventanas ya que los resultados son muy sensibles a este parámetro (De Luca et al., 2021). Estas medidas fueron calculadas a partir de las bandas σ° VV y σ° VH de las imágenes S1 para las cuatro fechas, conformando 80 productos de textura.

Posteriormente se aplica la técnica de Análisis de Componentes Principales (Principal Component Analysis - PCA) que es utilizada con la finalidad de reducir la información repetida de las métricas de textura. El PCA permite transformar un conjunto de variables originales correlacionadas entre sí, en un conjunto sintético de variables no correlacionadas denominados factores o componentes principales. En esta transformación no se establecen jerarquías entre variables y se elimina la información repetida (Jolliffe & Cadima 2016).

3.2.3 Clasificación de las Imágenes SAR

Para la clasificación supervisada se utilizó el algoritmo de máxima probabilidad que es un método de clasificación ampliamente usado en teledetección, los píxeles son clasificados en la clase a la cual poseen mayor probabilidad de pertenecer. Para este trabajo se definieron a priori tres clases a detectar en las imágenes: Agua permanente, Inundado y Suelo

Ahtonen et al. (2004) y Solbø et al. (2004), implementan una clasificación de máxima verosimilitud (ML) para detectar cuerpos de agua basada en textura, la cual produce buenos resultados independientemente del ángulo de incidencia.

No obstante, el problema que mencionan es la presencia de vegetación emergente, la cual genera suficiente variabilidad como para dificultar la caracterización de agua.

Las 40 bandas de textura (20 para σ° VV y 20 para σ° VH) son utilizadas de forma aislada o combinadas con otras bandas para realizar diferentes clasificaciones, con la primera componente principal, el ángulo de incidencia local y las bandas originales (σ° VV y σ° VH), se realizan distintas combinaciones como insumo a diferentes clasificaciones supervisadas.

Las regiones de interés (ROIs) o áreas de entrenamiento, fueron delineados en base a la interpretación visual de las imágenes ópticas multiespectrales S1, obtenidas el mismo día de la pasada del SAR. Par a mejorar el contraste de la cobertura de agua del resto de las cubiertas fueron realizados tres índices espectrales normalizados que facilitan esta tarea (ver capítulo 2). El NDWI es un índice de agua normalizado que se basa en la relación de las respuestas espectrales de la superficie en las bandas del infrarrojo cercano y el infrarrojo medio de onda corta (Gao, 1996). Otra versión de este índice relaciona las respuestas de las bandas verde e infrarrojo cercano (McFeeters, 1996). También se realizó el índice de vegetación normalizado (NDVI) que relaciona la respuesta espectral de la banda del rojo y del infrarrojo cercano.

En este análisis son priorizadas las áreas sumidero procesadas en el capítulo 2, que se encuentran a menos de 15m de altura sobre el nivel del mar. También, es consultada la base de datos global de lagos de la plataforma HydroSHEDS (Lehner, 2008), de donde se descargaron archivos vectoriales con la ubicación y dimensión de cuerpos de agua. Por otro lado, se consultaron imágenes de alta resolución de la plataforma Google Earth (<https://www.google.com.br/earth>), y cartografía realizada en trabajos previos (Barroso et al., 2014). El 70% de las regiones de interés (3.100.000 píxeles) corresponden a 310 km², que son utilizadas para la clasificación y el 30% restantes (710.000 píxeles), correspondientes a 71 km² se emplearon para la validación.

3.2.4 Validación de las clasificaciones

La parte de los ROIs reservadas para la validación, se utiliza para obtener un cuantitativo de la exactitud de las clasificaciones. En este sentido, se propone la realización de matrices de confusión que sirven para validar los resultados obtenidos a partir de los datos de radar.

A partir de esta matriz es posible calcular la exactitud global, que esencialmente expresa que, proporción de la clasificación se mapeó correctamente. La exactitud global generalmente se expresa como un porcentaje, siendo el 100% de precisión una clasificación perfecta en la que todos los sitios de referencia se clasificaron correctamente.

El Coeficiente Kappa de ajuste, considera las distribuciones marginales de la matriz de confusión, es decir, las probabilidades a posteriori de pertenencia a una clase. Muestra cuánto ha mejorado la clasificación respecto a una asignación aleatoria de N elementos en M grupos. Da idea del % de acuerdo, una vez que se ha eliminado la parte debida al azar. Sobrestima la aportación del acuerdo al azar y de esta forma subestima la bondad de la clasificación total. Cuando N es grande puede considerarse que se distribuye según una normal.

El coeficiente Kappa se calcula utilizando la concordancia general y la probabilidad de acertar por casualidad, como se muestra a continuación:

$$K = \frac{k_1 - k_2}{1 - k_2}$$

El numerador $k_1 - k_2$, que es la diferencia entre la proporción de aciertos totales y la probabilidad de aciertos por casualidad, representa entonces el número de aciertos realizados por la clasificación que ciertamente no se debieron al azar. El denominador $1 - k_2$, por su parte, representa el número máximo de aciertos que podría haber realizado el clasificador y que se sabría que no son ocasionales, mostrando la eficiencia de la clasificación. Analizándolo de esta manera, Kappa se puede leer como la proporción de aciertos que hizo la clasificación que ciertamente no fueron por azar.

3.2.5 Análisis temporal de la superficie inundada

Se evalúan los cambios de las clases entre fechas, a partir de la realización de álgebra entre las matrices de cada imagen. Los cuerpos de agua permanentes fueron definidos por los píxeles que se presentan inundados en las 4 fechas. En cambio, las zonas inundadas son los píxeles que se presentan cubiertos de agua por fuera de los cuerpos permanentes para cada fecha. La clase “tierra” son los píxeles que no presentan cobertura inundada para cada fecha.

Para analizar los cambios temporales entre las clasificaciones se contabilizaron las variaciones de las clases para cada fecha. Además, para comprender el grado de conectividad o segmentación de las zonas inundadas se cuantifican y comparan el número de parches donde se presentan las clases.

3.3 Resultados y Discusión

El filtro Lee Mejorado mostro los mejores resultados para disminuir el speckle de las imágenes calibradas y corregidas, en concordancia con varios trabajos publicados (Lee and Pottier, 2009; Jaybhay and Shastri, 2015; Tavus et al., 2018), ya que redujo significativamente el ruido preservando la integridad de la imagen. Esto se observa a partir de interpretación visual y con los resultados obtenidos luego de la aplicación de ENL en áreas homogéneas de las imágenes filtradas con las diferentes opciones de filtros empleadas (figura 3.7)

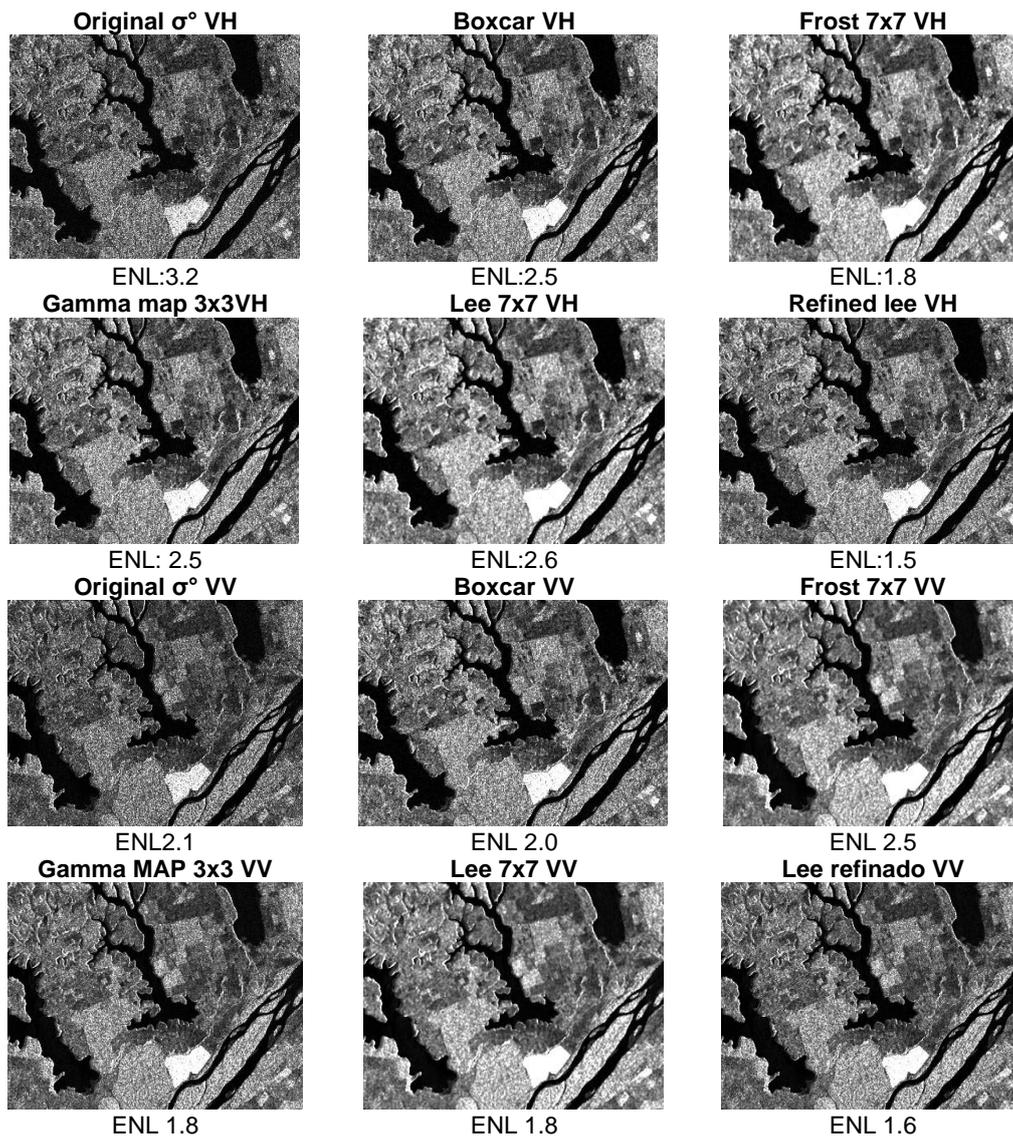


Figura 3.7- Filtrados de las Imágenes σ° VV y σ° VH y sus respectivos ENLs, en la porción inferior de los lagos Palmas, Palminhas y Nova de “tabuleiros costeiros” y planicie fluvial

Con las imágenes preparadas para ser procesadas e interpretadas, se hace evidente que las escenas muestran diferentes condiciones hídricas en la planicie costera. Las zonas más oscuras de las imágenes, en donde los valores de retrodispersión se tornan bajos, corresponden en general a zonas inundadas. Sin embargo, otras coberturas pueden presentar también valores bajos confundiendo la interpretación visual, como por ejemplo en los Patamares Escalonados (este del área de estudio), donde el relieve se torna más accidentado, produciendo sombra en la señal del radar. También se observan píxeles con valores elevados sobre los cuerpos de agua permanentes, debido al

efecto del viento y/o vegetación superficial, lo que también puede acarrear errores de interpretación (figura 3.8)

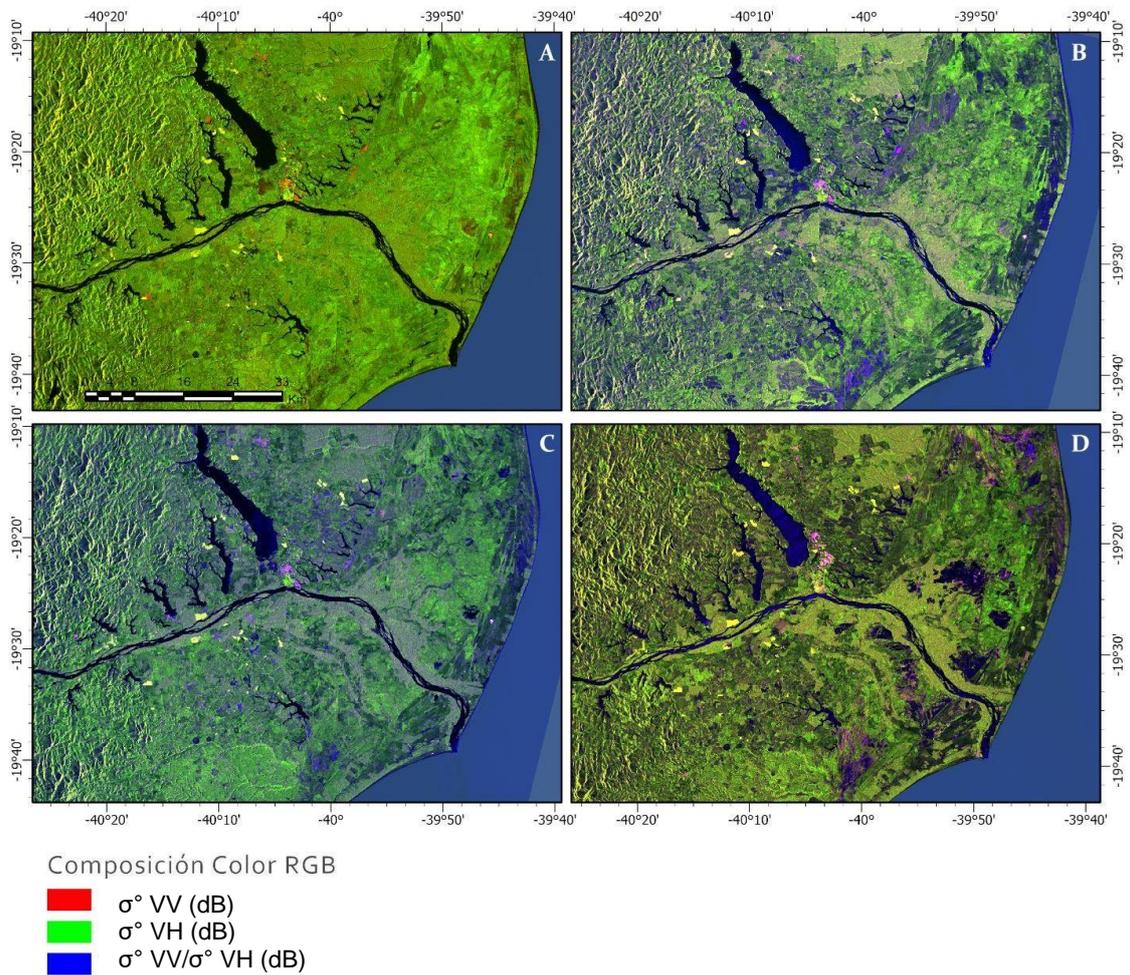


Figura 3.8- Combinación color RGB para las cuatro fechas analizadas A: 30/10/2015. B: 22/01/2016. C: 10/02/2018. D: 31/01/2020

A simple vista hay elementos que resaltan más en una banda que en otra. Por ejemplo, en σ^0 VH, se pueden observar mejor los canales correspondientes a los cursos de agua (hay mayor contraste entre los píxeles agua y los no agua), lo cual no sucede tan expresivamente en la polarización σ^0 VV. Sin embargo, esta última, denota más claramente los lugares con presencia del mecanismo de doble rebote, algo muy común en zonas urbanas como la ciudad de Linhares.

Para evaluar el grado de separabilidad entre las coberturas agua y tierra, se realizaron los histogramas correspondientes a cada clase para cada polarización (figura 3.9)

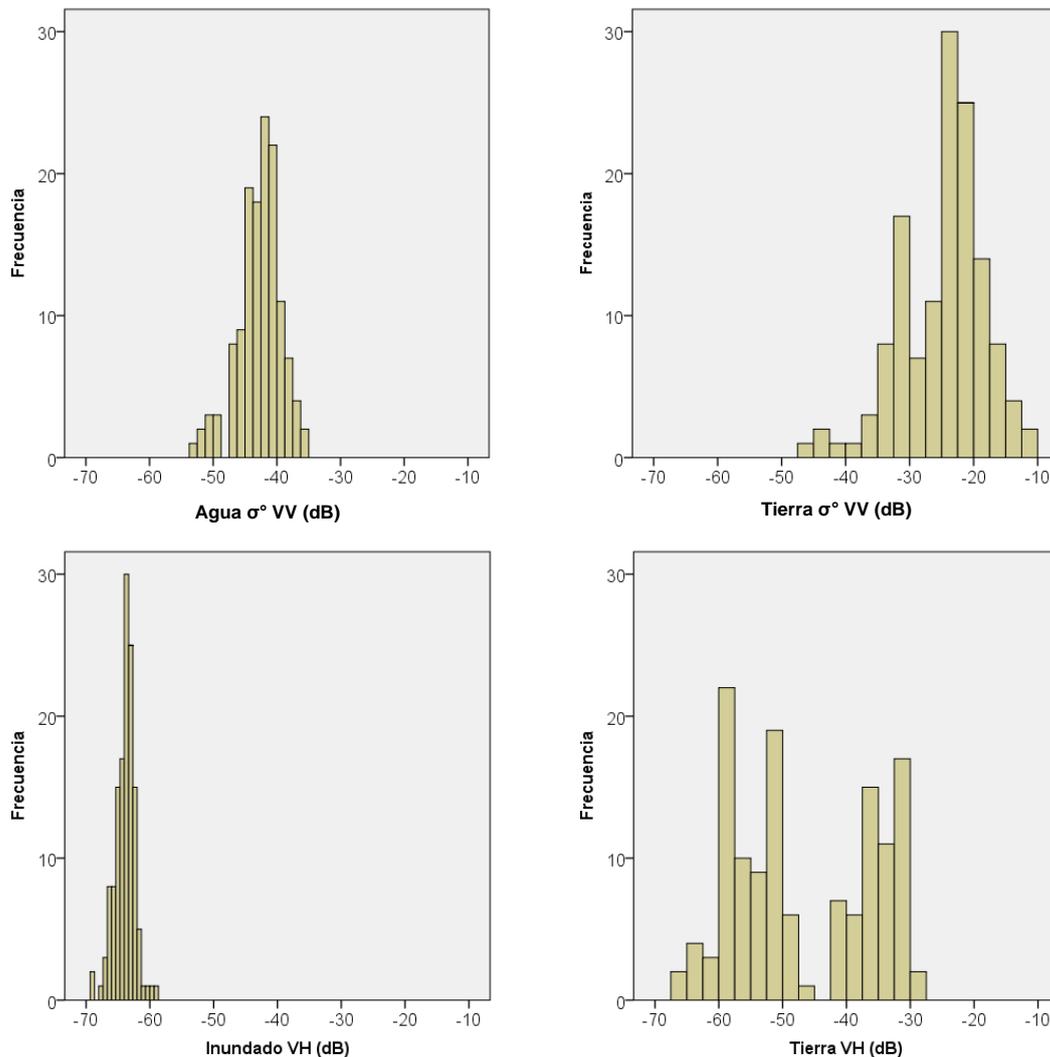


Figura 3.9- Histogramas de las ROIs para las coberturas Agua y Tierra en las polarizaciones σ^0 VV y σ^0 VH

Para ambas polarizaciones la clase agua posee mayor desplazamiento hacia la izquierda, lo cual es lógico si consideramos una retrodispersión especular y bajo retorno de energía al sensor. En cambio, para la clase tierra los histogramas poseen un mayor sesgo hacia la derecha, coincidente con el grupo de mecanismos de retrodispersión asociados al conjunto de coberturas que puede

contener esta clase, que en definitiva producen un retorno mayor de energía al sensor. Esto se observa más claramente para la polarización VV que para VH.

Sin embargo, existe un intervalo de valores que coinciden tanto en la clase agua como en la clase tierra, para la polarización σ° VV este solapamiento se da aproximadamente entre los -35 y -55 dB. Por su parte en VH, esto sucede alrededor de los -60 y -70 dB.

Estos valores de retrodispersión similares en ambas clases se explican por qué tanto la clase agua puede contener pixeles asociados a rugosidad superficial provocada por el viento o presencia de vegetación emergente que no permite la reflexión típica especular de esta cobertura. En cambio, la clase tierra puede contener sombras asociadas al relieve ondulado que impiden la llegada de energía al sensor.

En cualquier caso esto genera dificultades a la hora de separar las coberturas utilizando como referencia solamente los valores de retrodispersión de las polarizaciones VV y VH, por este motivo este trabajo propone una alternativa para mejorar la separabilidad de ambas cubiertas.

3.3.1 Mecanismos de retrodispersión dominantes

En las zonas con coeficiente de retrodispersión más bajo, que corresponden con los cuerpos de agua, la señal recibida por el sensor es baja porque la dispersión es especular y la energía se disipa en dirección opuesta a la de incidencia. Las zonas urbanizadas tienen altos valores, puesto que allí la reflexión es de tipo doble rebote. Las zonas con señal retrodispersada de intensidad intermedia corresponden a las cubiertas de vegetación. Dependiendo, del tipo de vegetación, la humedad del suelo, puede darse retrodispersión en volumen o difusa. Lo mismo sucede con el suelo desnudo, donde dependiendo las condiciones de rugosidad y humedad se presentan los mecanismos de retrodispersión en volumen o difuso. Las zonas inundadas con presencia de vegetación pueden presentar reflexión difusa o doble rebote por la interacción de ambas coberturas con la señal (figura 3.10).

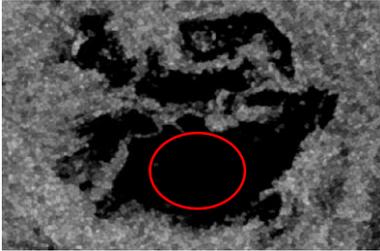
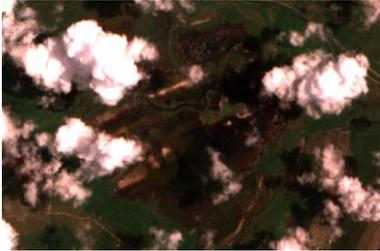
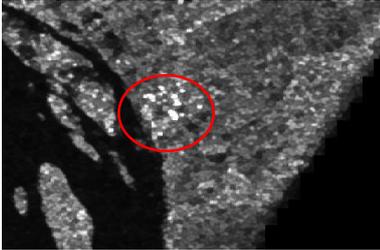
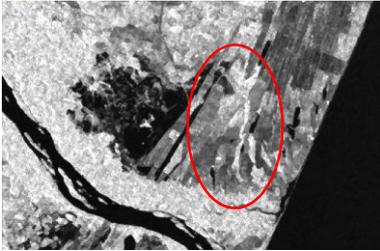
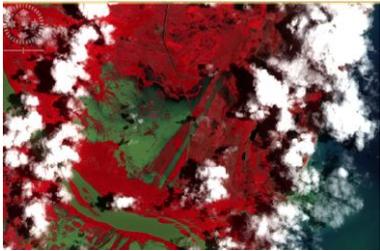
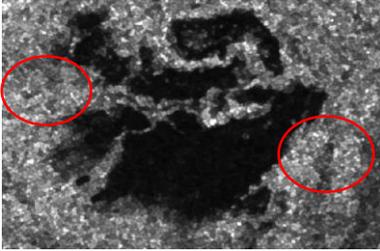
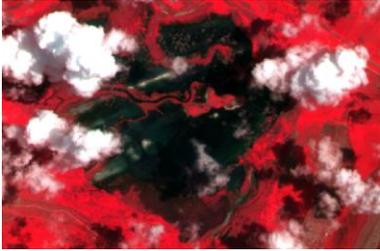
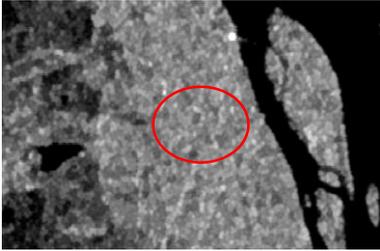
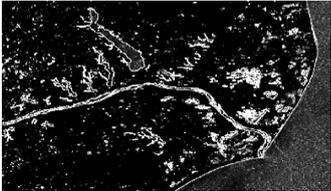
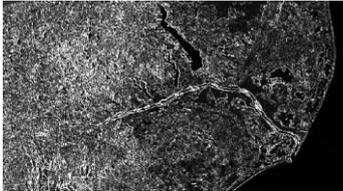
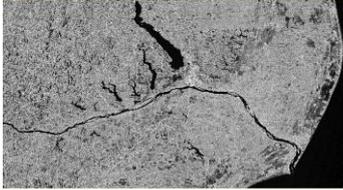
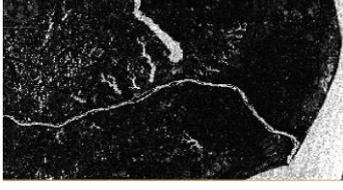
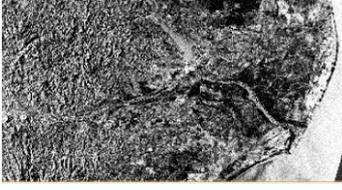
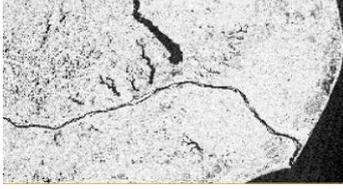
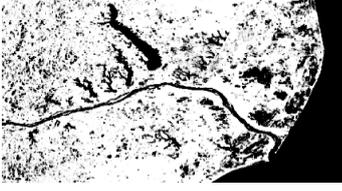
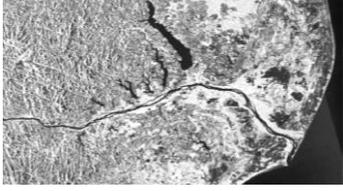
Retrodispersión/ Cobertura	Imagen Radar	Imagen óptica
a) Especular. Agua libre (σ°_{dB} VV) 10/02/2018		
b) Doble rebote. Urbano (σ°_{dB} VV) 31/01/2020		
c) Doble rebote. inundado cubierto con vegetación (σ°_{dB} VH) 31/01/2020		
d) Difusa vegetación (σ°_{dB} VH) 10/02/2018		
e) Volumen Bosque (σ°_{dB} VH) 10/02/2018		

Figura 3.10 - Mecanismos de dispersión dominantes para los datos S1 en comparación con una composición color natural (a y b) y falso color compuesto estándar (c, d y e)

3.3.2 Análisis de textura y componentes principales

En la figura 3.11 se presentan algunos de los resultados de las métricas de textura obtenidas a partir de la matriz de co-ocurrencia para ambas polarizaciones con un tamaño de ventana de 9 x 9, ya que fue el que mejor resultados presentó a nivel visual.

Producto	$\sigma^{\circ}_{dB} VV$	$\sigma^{\circ}_{dB} VH$
Contraste 31/01/2020		
Disimilaridad 30/10/15		
Homogeneidad 30/10/15		
ASM 22/01/16		
Energía 10/02/18		
Entropía 22/01/16		
Media 31/01/2020		

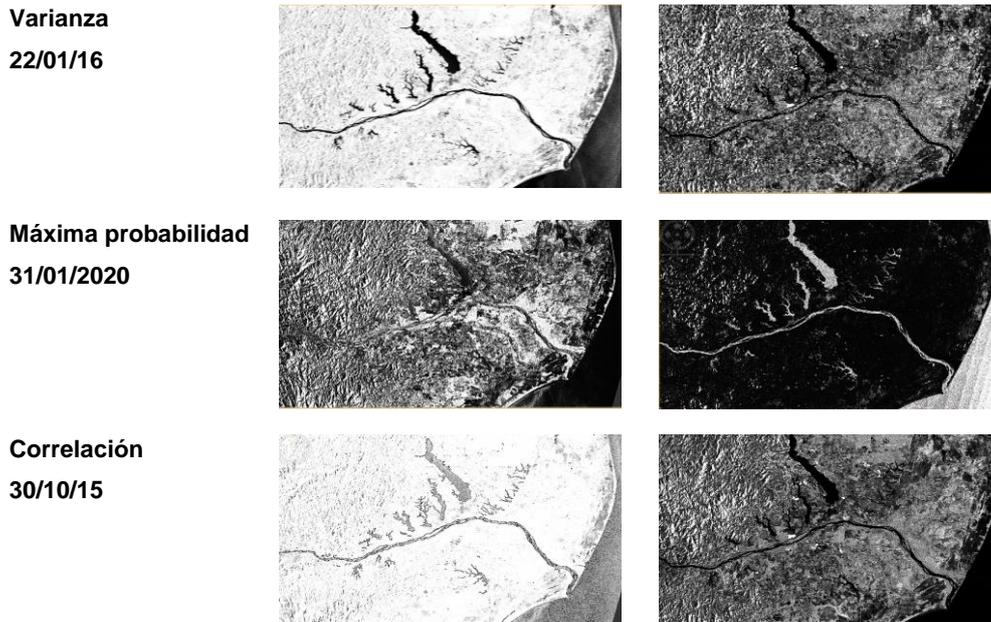


Figura 3.11- Resultados de textura para las diferentes polarizaciones aplicados en la imagen de 22 de enero de 2016.

La mayoría de los productos de textura derivados de la polarización σ° VH tienden a discriminar con mayor claridad los cuerpos de agua permanentes, como por ejemplo disimilaridad, homogeneidad y ASM. Al contrario, en las texturas provenientes de la polarización σ° VV, se observa mayor contraste en las zonas no inundadas, con destaque en la cobertura vegetal de la planicie costera por su respuesta particular especialmente en homogeneidad, energía y máxima probabilidad. Por su parte, las áreas inundadas de la planicie no presentan un patrón constante, se observan zonas con tonos de gris bajos y bajos contrastes y también tonos más claros con bordes marcados. Las medidas texturales que más contraste presentan para estas áreas inundadas son las obtenidas de la polarización σ° VV, sin embargo en la polarización σ° VH también es posible observar algún contraste en estas zonas (ej. correlación)

Los conjuntos de datos transformados y reducidos por el PCA pueden considerarse un subconjunto de representación óptima de los originales. Por un lado, mantiene la información más útil en pocas capas, agilizando el proceso de cálculo. Por otra parte, la transformación lineal realizada sobre las imágenes originales, en función de la máxima varianza expresada, creó nuevas imágenes

mejoradas, capaces de discriminar mejor los elementos de la imagen (Zakeriet al., 2017).

El PCP calculado a partir de las bandas de textura, capturó el 89% de la varianza del conjunto de datos (figura 3.12). Esta reducción de las dimensiones a partir del análisis de componentes principales son combinaciones linealmente independientes de las variables de textura.

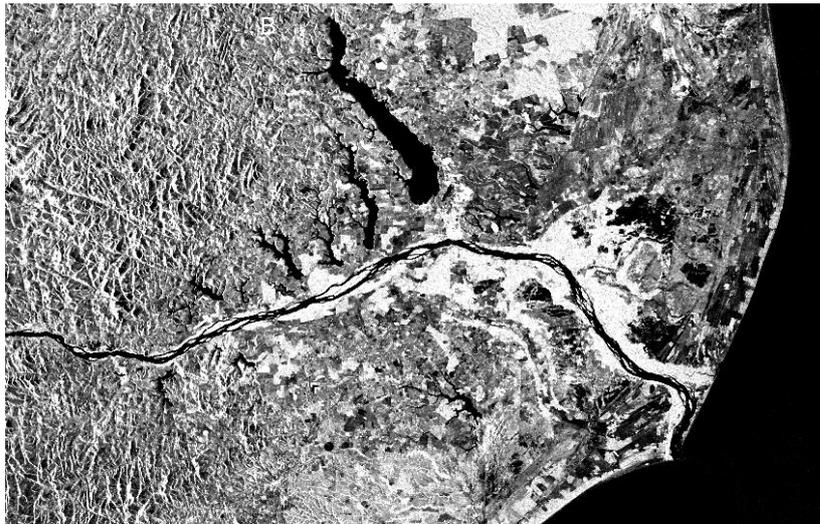


Figura 3.12- Primera componente principal derivada de los productos de textura para 31/01/2020.

El PCP muestra un elevado contraste entre las diferentes coberturas de la escena, destacándose el área ribereña de la planicie de inundación por su elevada respuesta y rugosidad producto de interacción de las longitudes de onda de la banda C con la cobertura arbórea. Esta respuesta se diferencia el comportamiento de los cuerpos de agua, con niveles de gris muy bajos y poca rugosidad. Por su parte las áreas inundadas temporalmente se distinguen por su baja respuesta y una variada rugosidad que depende del mecanismo de interacción. En la figura 3.13 se presentan los histogramas de frecuencia de la PCP para ambas clases

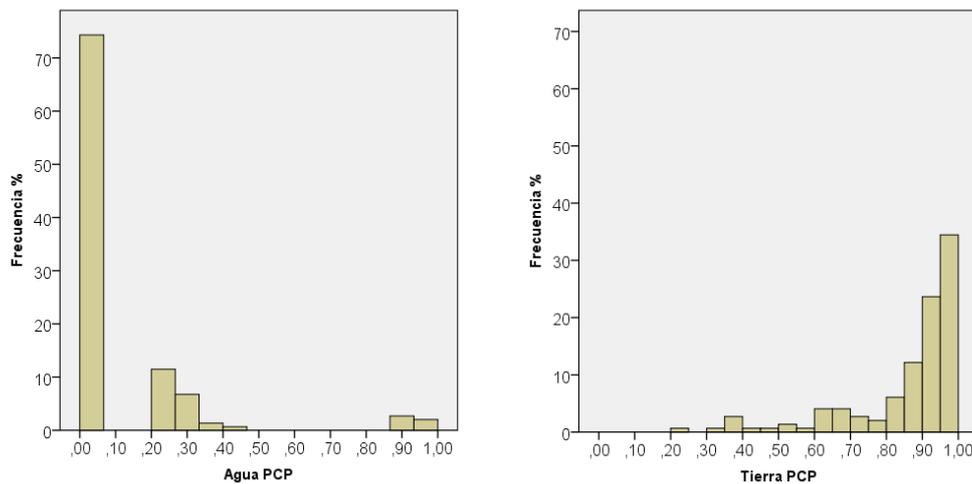


Figura 3.13- Histogramas de los valores de la PCP obtenida de los productos de textura para las clases Agua y Tierra

La agrupación de los píxeles de la clase agua en niveles digitales similares, se observa en el pico del histograma cercano a 0, estas áreas representan a los cuerpos de agua permanentes y áreas inundadas libres. Otro pico de menor frecuencia (10 % aproximadamente), se observa alrededor de los 0.2 del PCP, estos píxeles están asociados a las áreas inundadas donde se presenta algo de rugosidad. Por último, un pequeño grupo de valores (5% aproximadamente) se ubican en torno al 9.5 del PCP, esto corresponde a áreas donde se produce retrodispersión doble rebote, por la interacción de la energía con el agua y la vegetación. Esto se observa particularmente en los bordes de los cuerpos de agua, y áreas con vegetación tipo arbustiva de la planicie costera

Por su parte, el histograma de la clase Tierra presenta valores de frecuencia que se agrupan a la derecha de manera más distribuida, esto resulta coherente con los diferentes valores y texturas que presenta esta clase, de hecho, no se registran valores cercanos cero. Es importante destacar que en la clase tierra no se presentan valores cercanos a cero lo cual indica una buena separabilidad con la clase agua que presenta la mayoría alrededor de este valor.

3.3.3 Clasificaciones Supervisadas

Varios autores para aumentar la precisión en la clasificación supervisada de los datos SAR, aplican el análisis de textura a las imágenes de doble polarización (Chamundeeswari et al., 2009; Singh & kaur, 2011; Ouled et al., 2018). En esta línea, Zakeri, et al. (2017), concluyeron que los resultados de la clasificación supervisada con medidas de textura eran superiores a los resultados sin textura en dos aspectos principales: la mayor precisión y el menor ruido.

También se incluye en el análisis la banda de ángulo de incidencia local, aportando información de un aspecto clave de las imágenes de radar, especialmente en relieves accidentados (Senthilnath et al., 2013).

Luego de la realización de dichas clasificaciones, combinando las bandas originales, las de textura, la PCP y el ángulo de incidencia local, se presentan los resultados que mejor se ajustan a la validación que será presentada en el apartado 3.3.4.

La extracción de la cobertura de cuerpos de agua permanentes, se realiza a partir de algebra de matrices de las clasificaciones, identificando los píxeles que presentan la clase agua en las cuatro fechas, mientras que las zonas inundadas transitoriamente, corresponden con los píxeles que presentan la clase agua para cada fecha, por fuera de las superficies ocupadas por los cuerpos de agua permanentes.

A nivel visual las clasificaciones presentan algunas diferencias, particularmente en las áreas inundadas temporariamente, cuerpos de agua rugosos (como el lago Juparanã), sin embargo se observaron buenos resultados en relación con la forma (bordes dendríticos) de los cursos y cuerpos de agua en la región, considerando los 10m de resolución espacial. En la figura 3.14 se presenta el resultado de la mejor clasificación para cada fecha, la cual utiliza como insumo las bandas con las polarizaciones $\sigma^{\circ}VV$ y $\sigma^{\circ}VH$, el PCP de las medidas de textura y el ángulo de incidencia local.

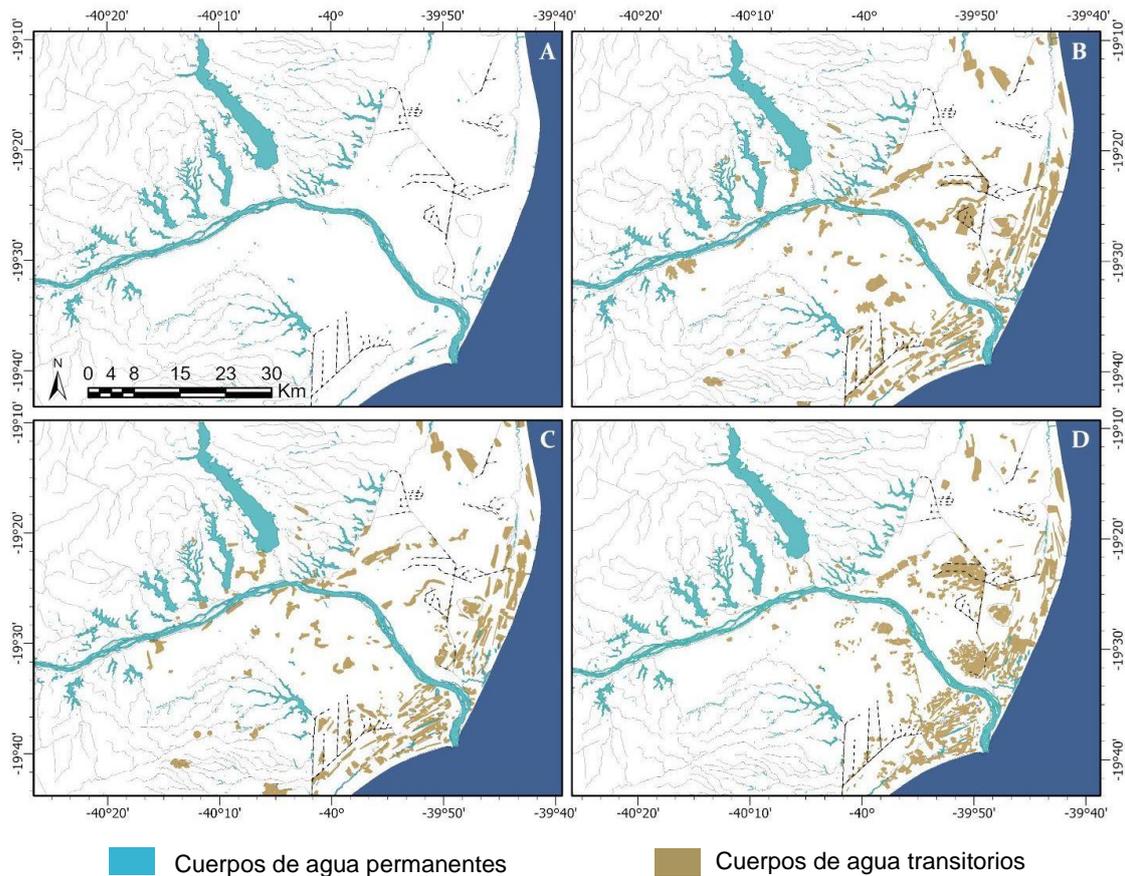


Figura 3.14- Resultados de las clasificaciones S1: A) 30/10/2015. B) 22/01/2016. C) 10/02/2018. D) 31/01/2020.

La mayoría de los parches de cuerpos de agua transitorios se presentan en la planicie costera, observándose pocos errores asociados a la topografía, especialmente en las zonas más accidentadas, donde la señal retrodispersada puede confundirse con agua. También se presentan similitudes en las regiones inundadas en las fechas de crecida, destacándose uno de los paleocanales del río Doce, ubicado al norte del actual curso principal.

3.3.4 Control de cambios entre fechas

Para la extracción de las máscaras de los cuerpos de agua permanentes, se excluyeron los grupos de píxeles menores o iguales a 0.002 km^2 , los píxeles que estén clasificados como agua en todas fechas serán considerados como píxeles

de agua permanentes dando como resultado una superficie de 245,19 km² en 246 parches.

En la tabla 3.5 se presentan los resultados de las áreas inundadas temporariamente para cada fecha, conjuntamente con los registros fluviométricos y pluviométricos.

Tabla 3.4- Superficie de las áreas inundadas temporalmente para cada fecha y las respectivas condiciones de caudal, nivel (estación Colatina 56994510) y precipitaciones (estación Linhares Cais do Porto 1940004)

	Área inundada km ² (%)	N° de parches	Caudal (m ³ .s ⁻¹)		Nivel (cm)		Precipitaciones (mm)	
			Máximo diario	Máximo 3 días	Máximo diario	Máximo 3 días	Acumula do diario	Acumulado 3 días
30/10/2015	5.85 (0.12)	85	104	126	94	100	0	16.2
22/01/2016	178.9 (3.76)	217	4432	4432	583	585	0	60.2
10/02/2018	144.5 (3.03)	189	3733	4208	534	569	0	20.3
31/01/2020	250.5 (5.27)	143	2331	6883	419	688	0	12.2

Se pone en evidencia una relación directa entre el caudal y nivel del río con la superficie inundada, espacialmente si se consideran estas variables los 3 días previos a la pasada del satélite. Al contrario, esta tendencia no se observa para las precipitaciones locales, por ejemplo, el del 31/01/2020 donde se registró el menor volumen de lluvias y se detectó la mayor superficie inundada. En cambio, el 30/10/2015 se registran 16.2 mm de precipitaciones acumuladas en los 3 días anteriores a la toma de la imagen, pero el área inundada es la menor de las 4 fechas. Esto pone en evidencia que las precipitaciones moderadas tienen una influencia marginal al respecto de las áreas inundadas, y que el principal forzante en estos eventos es el aporte de agua del río.

3.3.5 Validación

Las distintas combinaciones de bandas dan como resultado diferentes clasificaciones que se validan a partir de las matrices de confusión, que a su vez

arrojan la precisión de proceso clasificatorio a través de la exactitud global y el índice KAPA. En la tabla 3.4 se presentan algunos resultados más destacados, desde las clasificaciones que utilizan solo las bandas polarimetrías originales en intensidad ($\sigma^{\circ}VV$ y $\sigma^{\circ}VH$) y el sucesivo agregado de nuevas bandas que mejoran la precisión.

Tabla 3.5- Resultados de las matrices de confusión de las clasificaciones supervisadas

	10/02/2018		31/01/2020	
	Exactitud global (%)	Índice KAPA	Exactitud global (%)	Índice KAPA
VV + VH	69.25	0.68	72.54	0.75
VV + VH + Ang	70.50	0.69	73.66	0.77
VV + VH + Textura (VV)	79.55	0.73	84.85	0.89
VV + VH + Textura (VH)	80.09	0.70	78.67	0.70
VV + VH + textura (VV) +Ang	88.69	0.81	91.46	0.86
VV + VH + textura (VH) +Ang	85.08	0.81	31.55	0.85
VV + VH + PCA + Ang	93.41	0.88	94.05	0.91

En ambas fechas se observan tendencias similares en cuanto a las combinaciones de bandas, esto es, las clasificaciones que tomaron como insumo solo las bandas VV y VH arrojan el peor resultado, mientras que al sumar más bandas los resultados mejoran. Sin embargo, al reemplazar las bandas de textura por la PCP se alcanza el mejor desempeño. Esto es coincidente con los resultados alcanzados por Singh & Kaur (2011), quienes obtuvieron una mejor discriminación de clases incorporando el PCP de las bandas de textura. En esta misma línea Chamundeeswari, et al. (2009), demostraron un satisfactorio uso de las métricas de textura para la clasificación no supervisada de imágenes SAR. Estos autores también alcanzan resultados más precisos incorporando a la clasificación las métricas del análisis de PCA.

La incorporación del ángulo de incidencia local mejora notablemente los resultados aportando información relacionada con las distorsiones geométricas

y radiométricas que presentan las imágenes SAR, esto también fue comprobado por Song et al. (2007) y Senthilnath et al. (2013), quienes incorporan el ángulo de incidencia local en el análisis y segmentación de las imágenes SAR.

3.4 Conclusiones

Se logró analizar el comportamiento temporal de las inundaciones en el marco del funcionamiento pulsátil de río y las precipitaciones locales, particularmente para tres fechas con condiciones de elevado caudal y desborde del canal principal, estableciendo comparaciones con el evento de seca más importante de los últimos años. Esto reviste especial interés si se considera que la primera crecida analizada sucedió 37 días después de la catástrofe de la minera Samarco S.A. con el aporte de residuos de la minería de hierro.

Las imágenes SAR y el geoprocesamiento, comprenden una herramienta valiosa para analizar y monitorear los sistemas hídricos por su capacidad de penetración de nubes y su respuesta distintiva ante la presencia de agua. La adecuación de los datos SAR para la clasificación requiere la transformación de los niveles digitales originales de los datos, a valores físicos como el índice de retrodispersión (σ^0), lo cual conlleva corregir las distorsiones radiométricas. También la reducción del ruido speckle y la corrección geométrica son elementos fundamentales de este proceso.

En este estudio, se investigaron diferentes eventos a partir de datos S1, medidas de textura derivadas e información adicional (MDT, datos S2, etc.), realizado diferentes clasificaciones con un elevado nivel de precisión del área inundada en entorno del BRD. El método de clasificación supervisada incorporando la PCP calculada a partir de los datos de textura y el ángulo de incidencia local, se presenta como la mejor opción para extraer áreas de agua de una imagen SAR. El método proporciona resultados prometedores en la mejora de la precisión en comparación de los métodos tradicionales de umbrales. Sin embargo, se debe considerar el alto costo computacional de este proceso ya que requiere una alta inversión de espacio en disco y de memoria de procesamiento.

La respuesta de los sistemas acuáticos a diferentes forzantes como el caudal y las precipitaciones, resulta de sumo interés a la hora de abordar medidas de restauración de los ecosistemas impactados por actividades antrópicas. Las posibles intervenciones deben considerar de manera amplia las múltiples relaciones que se establecen entre los elementos del paisaje, por ejemplo, el intercambio de materiales entre río, la planicie de inundación y las lagunas costeras. En esta línea, el próximo capítulo se propone una metodología semiautomática para la detección de humedales en el BRD, a partir del procesamiento de datos S1, en una plataforma computacional en la nube cuya finalidad es desarrollar y alojar aplicaciones geoespaciales.

Capítulo IV

4. Detección y Análisis multitemporal de los Humedales y Áreas Inundables del BRD

4.1 Introducción

Los humedales son ecosistemas de aguas poco profundas o suelos saturados de forma permanente o intermitente, con contenido de materia orgánica de la lenta descomposición, sustentando una variedad de plantas y animales adaptados a las condiciones humedad y con alta productividad primaria (Mitsch & Gosselink, 2000). Los humedales interiores, costeros y artificiales permanentes o temporales pueden comprender varios tipos de condiciones hidrológicas, como aguas lenticas y loticas, en diferentes rangos de salinidad (es decir, agua dulce, salobre y marina), con diferentes características de vegetación, como herbácea, arbustiva y forestal. Esta complejidad ha sido clasificada bajo diferentes esquemas de tipología de humedales, como RAMSAR (1971) y la tipología brasileña (Junk et al., 2014).

Como componente clave del paisaje, los humedales regulan los ciclos hidrológicos en las cuencas fluviales y brindan varios servicios ecosistémicos, como protección de la costa, regulación del clima, sumidero de carbono, ciclo del agua y recarga de aguas subterráneas, reducción de la contaminación, suministro de alimentos y estética del paisaje (Barbier et al., 2011).

La delineación y mapeo de los humedales es esencial para promover la conservación de estos ecosistemas y desarrollar medidas de restauración ambiental, como la evaluación de los inductores de los cambios ambientales y la pérdida de conectividad hidrológica.

La teledetección ha sido una herramienta eficaz para caracterizar, mapear y monitorear la dinámica compleja de grandes áreas de humedales. Se han aplicado varios sensores diferentes en los ecosistemas de humedales, con gran énfasis en las respuestas espectrales de los tipos de humedales en diferentes partes del espectro electromagnético (Tiner et al., 2015). Más recientemente, con el desarrollo de sensores de microondas, el radar de apertura sintética (SAR),

tecnología que se ha aplicado de manera eficaz en condiciones persistentes de nubes, humo y neblina (Lucas & Costa, 2018). La literatura muestra un aumento en el uso de datos SAR para el estudio de humedales: ALOS Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar (PALSAR), European Remote Sensing (ERS-1), RadarSAT, ASAR, Japanese Earth Resources Satellite 1 (JERS-1), AIRSAR y TerraSAR-X, Sentinel 1 (S1), son algunos de los sensores aplicados en estudios de humedales (Guo et al., 2017).

Estudios previos han demostrado que las bandas de baja frecuencia (P y L) son mejores para detectar humedales en los bosques, mientras que las bandas de frecuencia más alta, como C, son más adecuadas para humedales con vegetación herbácea dominante (Kasischke et al., 1997; Baghdadi et al., 2001; Parmuchi et al., 2002; Henderson y Lewis, 2008). Zhang et al. (2019), abordaron la capacidad del sensor S1 para el monitoreo de humedales con resultados prometedores utilizando polarización cruzada (VV y VH). El ruido speckle es una característica común en las imágenes SAR y puede producir distorsiones que dificultan la clasificación de alta precisión, particularmente cuando se aplica polarización simple (Bruzzone et al., 2004).

Las series multitemporales se han considerado como una alternativa para mejorar la calidad de la clasificación (Quegan et al., 2000; Wegmüller et al., 2002; Bruzzone, et al., 2004; Tan et al., 2008; Wei et al., 2019; Zhang et al., 2019). A lo largo de la última década, se han desarrollado estudios exitosos con tecnología SAR en el mapeo de humedales en todo el mundo, como la llanura costera de Patuxent en Maryland, EE. UU. (Lang & Kasischke, 2008); Pantanal en el oeste de Brasil (Evans et al, 2010) Bahia de Mont-Saint-Michel, Francia (Betbeder et al., 2015); Newfoundland and Labrador, Canadá (Mahdianpari et al., 2017), Lago Poyang en el centro de Yangtze, China (Zhang, Li y Wang 2019). Las aplicaciones de SAR en humedales alterados con conectividad hidrológica deteriorada como consecuencia de los impactos humanos es una oportunidad desafiante para la tecnología SAR (Jaramillo et al., 2018).

En el Valle Inferior del Río Doce (LDRV), sureste de Brasil, el drenaje artificial de humedales costeros para la agricultura y el desarrollo de pastizales ha reducido el nivel freático, exponiendo suelos hidromórficos a la oxidación produciendo

ácidos de sulfato y disminuyendo el pH del suelo hasta 3,5 (Lani et al., 2007). En los últimos años, la disminución de la descarga de los ríos, en respuesta a la reducción de las precipitaciones y la regulación de los ríos a partir de la construcción de embalses para la generación de energía hidroeléctrica, produjo pulsos cortos de descarga de los ríos que redujeron la regularidad de las inundaciones en las planicies costeras.

4.1.1 Objetivos

Objetivo General:

- Desarrollar un mapeo preciso de humedales y ecosistemas acuáticos en el Bajo Río Doce (sureste de Brasil) con imágenes de radar de Sentinel 1, utilizando técnicas de clasificación multitemporal y validación en terreno.

Objetivos Específicos

- Realizar un relevamiento en terreno de las principales coberturas y usos, haciendo hincapié en los humedales
- Analizar las respuestas de la señal retrodispersada de las principales coberturas
- Implementar una clasificación multitemporal no supervisada en la plataforma Google Earth Engine

4.2 Materiales y Métodos

4.2.1 Área de estudio

La Cuenca del Río Doce (DRB) tiene una extensión aproximada de 83.400 km² en el sureste de Brasil (Figura 1). El clima se caracteriza por una estación tropical cálida y lluviosa, de octubre a marzo, y una estación seca templada, de abril a septiembre. La precipitación media anual en la RVD es de 1.123 mm (estación Linhares 01839006). El tramo inferior del río está delimitado desde la frontera de los estados de Minas Gerais y Espírito Santo hacia el Océano Atlántico. En el

BRD el cauce del río drena materiales provenientes de las formaciones geológicas del Precámbrico, Terciario y Cuaternario, con una red de valles aluviales, cauces fluviales, lagos, humedales y planicies costeras. El área focal de este estudio comprende dos unidades geomorfológicas: los Tabuleiros del Terciario, constituidos por la Formación Barreiras y la Llanura Costera Cuaternaria. Los Tabuleiros del Barreiras están compuestos por depósitos sedimentarios continentales con pendiente hacia el océano, disectados por una red de arroyos subparalelos en valles angostos con fondos planos, actualmente colmatados por sedimentos cuaternarios. La planicie costera se extiende a lo largo de 130 km en el eje norte-sur, con 30 km de ancho en la desembocadura del río (Figura 4.1). Los procesos de geomorfología costera tuvieron lugar hace 5.100 años A.P. con una formación paleodeltaica y cambios asociados del nivel del mar. Las paleolagunas se rellenaron con depósitos aluviales, pantanosos y de manglar (Martin et al., 1996 a y b).

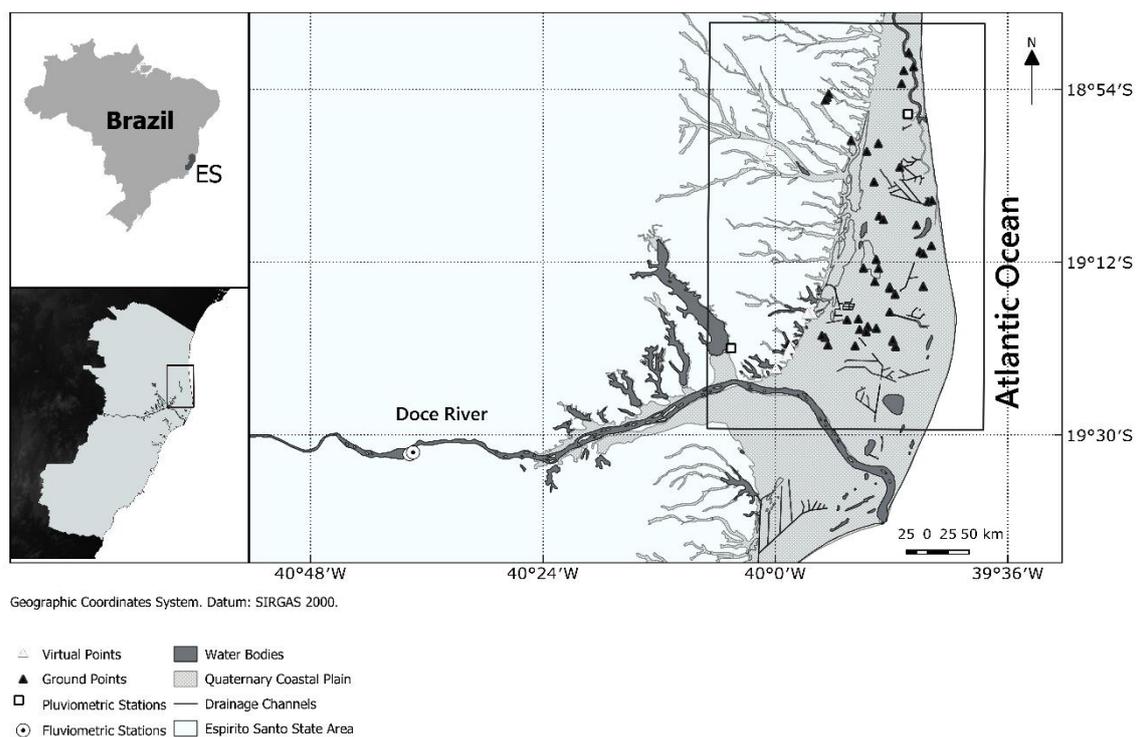


Figura 4.1- Valle Inferior del Río Doce con el área de estudio (3,896.1km²) dentro del rectángulo.

El Río Doce muestra un pulso hidrológico monomodal predecible con una amplitud baja (1,9 m) (Junk et al., 2014). Las descargas de agua en el BRD (estación Colatina 56994510), a 107 km aguas arriba de la desembocadura en el Océano Atlántico, muestran valores de caudal promedio altos y bajos de 918 y 450 m³.s⁻¹ respectivamente. A pesar de la condición estable que se manifestó de 1990 a 2013, la descarga de agua del río varió de 72 a 9.195 m³.s⁻¹ (Oliveira y Quaresma, 2017). El caudal más bajo ha prevalecido desde 2014, con los años 2014 y 2015 caracterizados por una sequía muy intensa (Nobre et al., 2016). Actualmente, la conectividad entre el cauce del río y la planicie costera está restringida a las grandes crecidas del río Doce (> 2.500 m³ .s⁻¹), como las de diciembre de 2013 y enero de 2016. Los valores medios mensuales de lluvia y caudal del río se muestran en la figura 2 a y b, respectivamente.

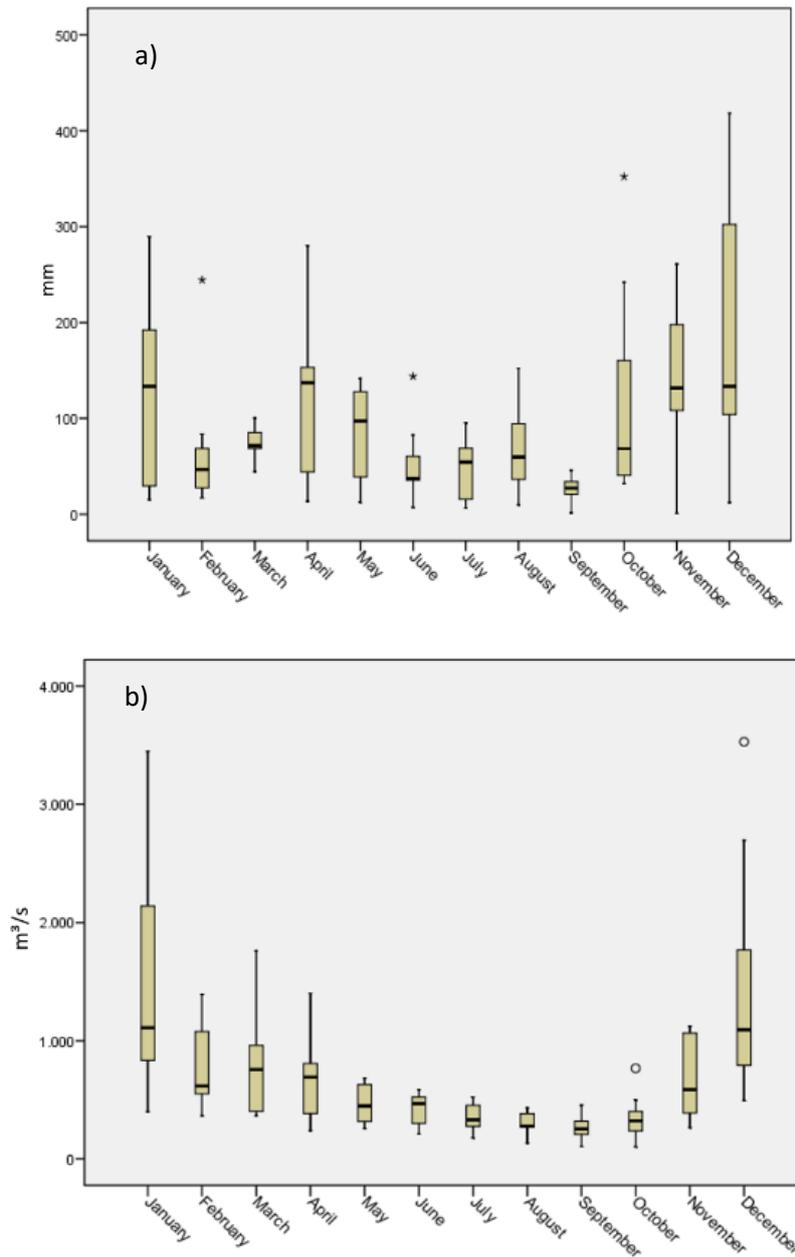


Figura 4.2- Valores medios anuales de precipitación (a) y caudal fluvial (b), para el período de 2009 a 2018. Los datos de precipitación fueron adquiridos del Instituto Nacional de Meteorología (INMET, 2019) y los caudales fluviales de la Agencia Nacional del Agua (ANA) (SNIRH, 2019).

La conectividad hidrológica deteriorada de los humedales de la planicie costera se ha asociado a las obras de drenaje del gobierno federal brasileño a fines de la década de 1960, cuando se abrió una red de zanjas para drenar los humedales para la agricultura y la conversión de pastizales. El descenso del nivel freático ha expuesto los suelos hidromórficos orgánicos, enriquecidos con sulfatos, a un

ambiente oxidante, lo que ha resultado en valores de pH bajos (hasta 3,5) (Lani et al., 2007).

El 5 de noviembre de 2015, en la sección superior de la CRD, la represa de residuos de la industria minera de hierro colapsada liberando 34 millones de m³ de desechos, afectando casi 600 km del cauce del río antes de llegar al océano (Rudolf et al., 2018). Los impactos ambientales relacionados con el desastre tecnológico se consideraron dentro de dos regímenes de exposición, una perturbación de pulso, asociada a la fase aguda del evento (noviembre de 2015 a diciembre de 2016) y una perturbación de presión, a largo plazo (2017 a 2029) (Magris et al., 2019). La inundación de enero de 2016 provocó la intrusión de relaves en la planicie costera de la LDRV.

4.2.2 Radar de apertura sintética (SAR)

Se adquirieron 91 imágenes SAR de banda C de Sentinel-1B Interferometric Wide Swath (IW) de LDRV (resolución espacial de 10 m, polarización VV/VH) de la plataforma Google Earth Engine. Criterios de clasificación de imágenes considerados meses húmedos para el período de octubre de 2016 a octubre de 2019.

Todas las imágenes se obtuvieron como producto Ground Range Detected (GRD), con la misma geometría de adquisición (ángulos de trayectoria y de incidencia) a través del motor de Google Earth (GEE). Para los productos GRD es implementado el procesamiento básico al igual que en el capítulo 3 de este trabajo (De Zan y Guarnieri, 2006).

Para el análisis de la retrodispersión de las CUT relevadas en terreno se obtuvo una imagen S1B (S1B_IW_GRDH_1SDV_20190816T081221_20190816T081315_017608_021207) del mismo día (16/08/2019), a través del portal del Programa Copernicus de la Agencia Espacial Europea (<https://scihub.copernicus.eu/>), también en formato GRD

4.2.3 Datos auxiliares de geoinformación

Es utilizado un modelo de elevación digital (DEM) de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), con 30 m de resolución espacial, para la corrección geométrica. Con el fin de respaldar la validación de campo del mapeo de humedales, es adquirido un mapa digital de cobertura y uso de la tierra (CUT) de 2012 a escala 1:25 000 y un mapa de suelo a escala 1:250 000 de la Base de datos georreferenciada integrada (GEOBASES) de Espírito Santo. Es aplicado un análisis cruzado entre imágenes SAR y datos vectoriales CUT para detectar cambios en el uso de la tierra a lo largo del conjunto de datos, específicamente para áreas permanentes de aguas abiertas y humedales. Aunque el conjunto de datos CUT es una referencia oficial para el estado de Espírito Santo, el proceso de vectorización en resolución espacial de 0,25 m de fotografías aéreas fue manual, lo que puede inducir errores de clasificación.

4.2.4 Procesamiento y análisis de datos

Las imágenes SAR multitemporales son preprocesadas con secuencias de comandos GEE ejecutando la actualización de metadatos de órbita, remoción de borde GRD y de ruido térmico, calibración radiométrica y la obtención del coeficiente de retrodispersión (σ^0). Es realizada una geocodificación para corrección geométrica utilizando el modelo digital de elevación (DEM) de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) (resolución de 30 m). La geocodificación es fijada con proyección UTM (zona 24S) utilizando el elipsoide de referencia WGS84. La eliminación de speckle se realiza con un filtro refinado Lee 7x7 (Lee, 1981). Las imágenes geocodificadas de los coeficientes de retrodispersión son convertidos en dB. El código GEE desarrollado se encuentra disponible en https://code.earthengine.google.com/e143060ce9740837098139_147b910aa1

El área de estudio (3.986 km²) se caracteriza por cinco tipos de CUT: aguas abiertas, áreas urbanas, suelos expuestos, áreas agrícolas, bosques y humedales. En la figura 4.3 se muestran las localizaciones de las CUT relevadas en terreno, la clase inundado con vegetación se trata de humedales cubiertos

total o parcialmente por algún tipo de vegetación emergente ya sea herbácea, arbustiva o arbórea (figura 4.4). Esta cobertura presenta especial interés por tratarse de una combinación de elementos que puede producir una retrodispersión doble rebote muy diferente a otro tipo de humedales (Tiner, 2015; Ottinger & Kuenzer, 2020)



Figura 4.3- Distribución de las áreas de interés relevadas en terreno



Fulgura 4.4- Humedales detectados en campo. a) Inundado con vegetación herbácea (Typha domingensis). b) Suelo expuesto saturado. c) Inundado cubierto con vegetación arbustiva

Son generadas series de tiempo para algunas de estas coberturas (Figura 4.5), mostrando una variabilidad temporal diferente (Figura 4.5). La serie temporal de la retrodispersión del canal de polarización cruzada muestra valores más bajos en todos los casos, en comparación con el canal de polarización VV. Las áreas de aguas abiertas presentan una retrodispersión muy baja (<-20 dB) debido a la reflexión especular de la radiación incidente que genera una retrodispersión de retorno muy pequeña. Las áreas urbanas y forestales en el conjunto de datos SAR mostraron una baja variabilidad, lo que indica las características perennes de estas superficies.

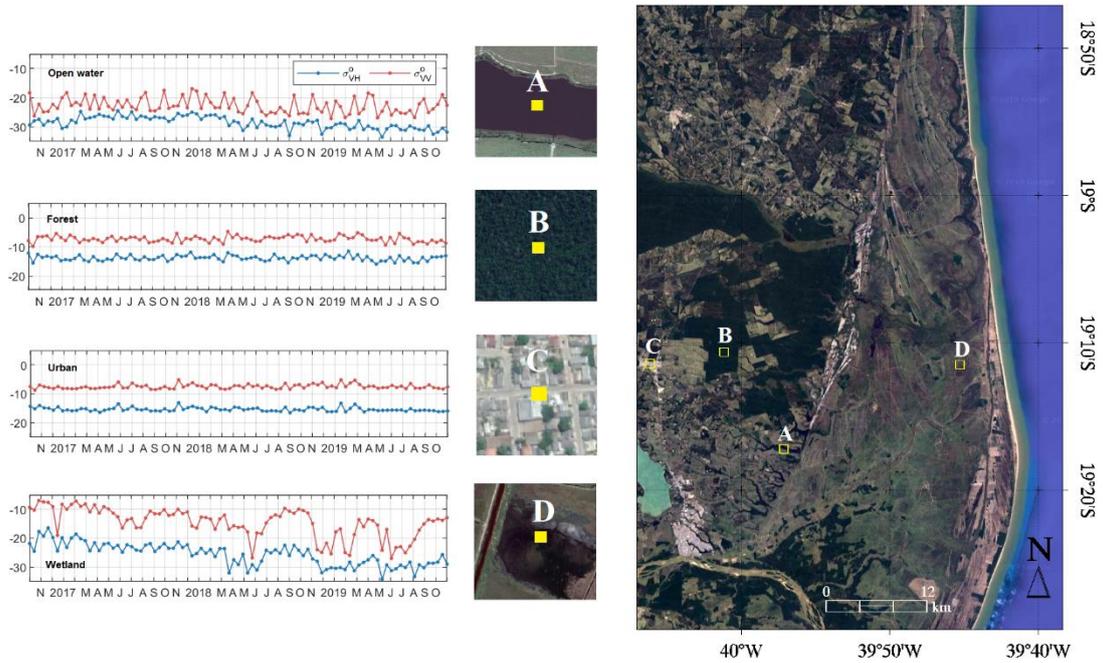


Figura 4.5- Serie temporal del coeficiente de retrodispersión para diferentes tipos de cobertura y uso del suelo para el área de estudio: aguas abiertas, bosque, áreas urbanas y humedales.

Dado que los humedales muestran una alta variabilidad temporal, en la figura 4.6 se ilustra un flujo de trabajo para la delineación y mapeo de humedales con cinco pasos principales. Se generó un producto de la mediana de imágenes preprocesadas para una estación húmeda típica (octubre-febrero). Los datos de la mediana también reducen el speckle restante, lo que facilita la interpretación de las imágenes.

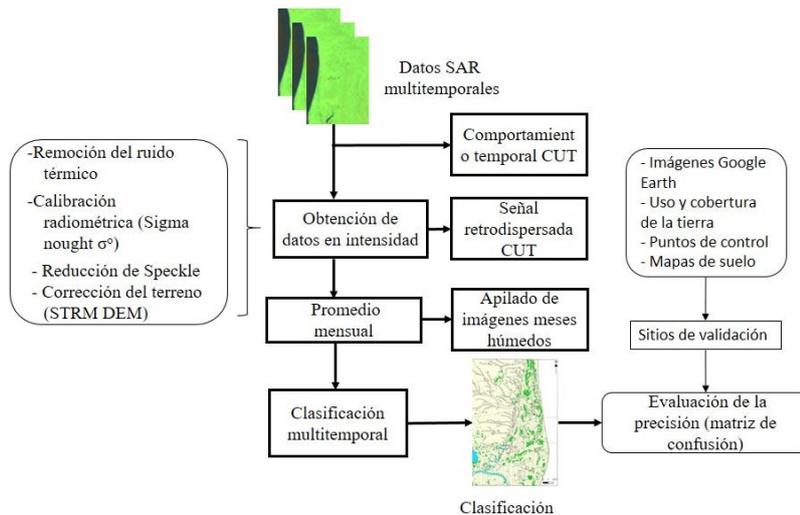


Figura 4.6- Flujo de trabajo para la clasificación multitemporal de humedales a partir de datos SAR

GEE ofrece varios algoritmos de clasificación no supervisados, incluido K-means, el algoritmo que agrupa objetos en k grupos en función de sus características. Este último se basa en minimizar la suma de las distancias euclidianas entre cada objeto y el centro de su grupo. Este método produce pocas clases para el análisis. Básicamente, su objetivo es comparar los resultados de múltiples interacciones con diferentes clases para seleccionar las mejores de acuerdo con ciertos criterios. Para la clasificación se seleccionaron tres clases: humedales, aguas abiertas y otros

4.2.5 Validación de terreno

El trabajo de campo es realizado el 16 de agosto de 2019 con un caudal del río de $530,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (época seca). Los sitios se seleccionaron en función de un análisis previo de las imágenes de Google Earth, con el objetivo de incluir clases de humedales, aguas abiertas y no humedales. El posicionamiento de campo se basa en un receptor GPS y las características del sitio son registradas con una cámara fotográfica digital. También es empleado un dispositivo drone con cámara fotográfica de alta resolución, para zonas de difícil acceso. El estudio de campo describe los tipos de CUT, presentando seis clases predominantes:

aguas abiertas, humedales con vegetación emergente, áreas urbanas, suelos expuestos, áreas agrícolas y bosques.

Es realizado el análisis de los valores de retrodispersión de las CUT obtenidas en terreno a partir de una imagen S1 del mismo día del levantamiento en campo. Se indaga en el nivel de separabilidad de las CUT a partir del comportamiento de la distribución de su retrodispersión y se aplica la prueba T de Studens en aquellas clases donde no son tan evidente las diferencias

Para la validación de la clasificación multitemporal se fusionaron las CUT relevadas en terreno en tres clases: aguas abiertas, humedales y no humedales. Esta información es complementada con datos levantados del mapa de suelos con preferencia por suelos hidromórficos con drenaje deficiente y áreas de humedales identificadas en Google Earth. Estas CUT relevadas se utilizan para la comparación de humedales observados y modelados, con el objetivo de evaluar la precisión del mapeo de humedales aplicándose una matriz de confusión entre datos clasificados y de referencia (es decir, humedales, aguas abiertas y no humedales). Se verifican la precisión del usuario y del productor, además del cálculo de la exactitud global y el coeficiente Kappa (Richards & Richards 1999).

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Análisis de la retrodispersión

Los resultados del comportamiento de la retrodispersión de la CUT relevadas en terreno de manera sincrónica con la pasada del S1 (16/08/2019), que incluyen 97 sitios de aguas abiertas, 63 de humedales inundados con vegetación emergente, 57 de pastizales, 51 de suelo expuesto y 58 de silvicultura es presentado en la figura 4.7.

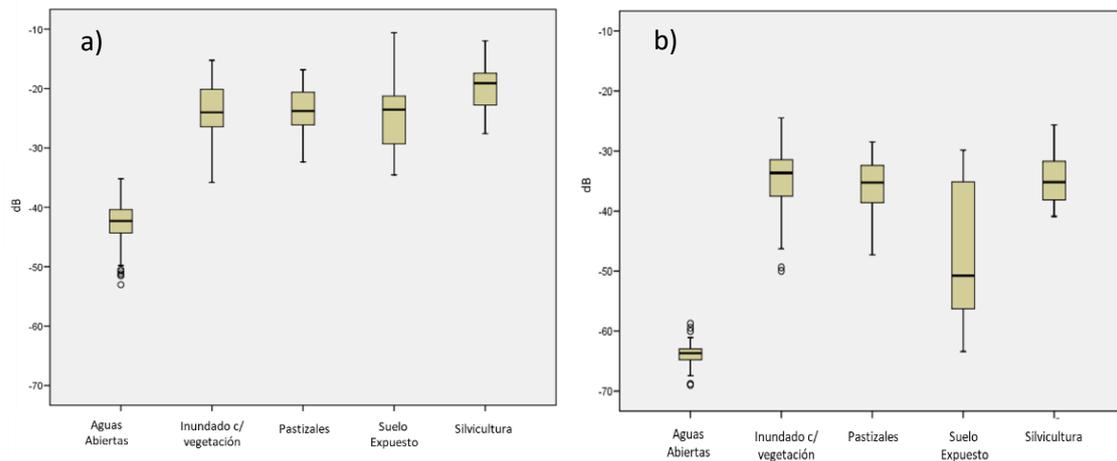


Figura 4.7- Diagramas de caja de la retrodispersión de las CUT relevadas en terreno. a) σ° VV (db). b) σ° VH(db)

De forma general la polarización VH presenta una menor retrodispersión para todas las clases analizadas. Las “aguas abiertas” muestran valores más bajos que el resto de las clases siendo evidente para ambas polarizaciones, pero se acentúa aún más en polarización VH, además esta polarización muestra una distribución más acotada de los valores que el resto de las clases. Por el contrario “suelo expuesto” presenta la mayor distribución de valores espacialmente en polarización VH.

La separabilidad que muestra la clase “aguas abiertas” del resto de las clases es más concluyente que las observadas en el capítulo 3 (Figura 4.1), esto se explica por qué en esta ocasión la selección de las CUT es realizada de manera más precisa y con datos relevados en terreno.

Para verificar la existencia o no de diferencias entre las medias de las clases se aplica una prueba T de Students de muestras relacionadas para cada par de clases, en cada una de las polarizaciones en valores de intensidad (Tabla 4.1). La clase “aguas abiertas” es excluida del análisis por presentar evidentes diferencias en los diagramas de caja.

Tabla 4.1- Resultados de la prueba de muestras relacionadas

	Diferencias Relacionadas							
	Media VV/VH	Desv. tip. VV/VH	Error típ. de la media VV/VH	95 % intervalo de confianza para la diferencia		t	gl	Sig. (bilateral) VV/VH
				Inferior VV/VH	Superior VV/VH			
Par 1-Inundado c/veg-Patizal	0,0020/ 0,004	0,053/ 0,017	0,005/ 0,002	-0,007/ 0,001	0,013/ 0,007	0,533/ 2,828	113/ 113	0,595/ 0,106
Par 2-Inundado c/veg-Suelo exp	0,017/ 0,014	0,068/ 0,020	0,009/ 0,003	-0,001/ 0,009	0,037/ 0,020	1,898/ 5,107	52/ 52	0,063/ 0,000
Par 3-Patizal- Suelo exp	0,014/ 0,009	0,057/ 0,261	0,009/ 0,004	-0,003/ 0,003	0,027/ 0,170	1,454/ 2,756	52/ 52	0,152/ 0,008

Los resultados de la prueba muestran que para la polarización VV se rechaza la hipótesis de que existan diferencias significativas entre las medias de los tres pares de CUT ($p > 0,05$). Para la polarización VH en cambio, los resultados de las pruebas indican que se acepta la hipótesis de diferencia significativa entre los valores medios de las clases inundado “cubierto con vegetación” y “suelo expuesto” y “pastizal” con “suelo expuesto” ($p < 0,05$). Por el contrario el par “inundado con vegetación” y “pastizal”, no presentan diferencias estadísticamente significativas en la polarización VH ($p > 0,05$). Como algunas de las CUT no poseen distribución normal se realiza la prueba no paramétrica de los rangos con signo de Wilcoxon, arrojando resultados que confirman las mismas hipótesis que la prueba T de Studens.

La similitud entre la clase pastizal con los humedales con vegetación emergente en ambas polarizaciones, explica que la señal del S1 tuvo baja penetración en el dosel vegetal para interactuar con el sustrato inundado, arrojando solo la retrodispersión en volumen de la vegetación superficial (al igual que si el suelo no estuviera inundado). En cambio, si la señal penetrara la cobertura vegetal e interactúa también con en agua, se esperaría un mecanismo de retrodispersión de doble rebote ya descrito en diferentes trabajos (Tiner, 2015; Ottinger & Kuenzer, 2020)

Esto se explica por qué en los humedales relevados con vegetación emergente la especie predominante es *Typha domingensis*, mostrando una elevada vigorosidad y densidad con alturas aproximadas entre 2 y 3 m. En trabajos

previos con RADARSAT banda C polarización VV Koch et al., (2012) evidencian dificultades para la penetración de banda C en coberturas herbáceas vigorosas como *Typha domingensis* en humedales del centro de España, en esta línea Costa & Telmer (2006) relatan una importante disminución de la penetración de la señal al aumentar el ángulo de incidencia para coberturas de humedales herbáceos del Pantanal Brasileiro. Por el contrario Parmuchi et al., 2002, describen que la señal pudo atravesar la cobertura herbácea de *Schoenoplectus californicus* en los humedales del delta del Paraná.

Para cubiertas vegetales de gran dosel son recomendadas las longitudes de onda más larga, como la banda L (longitud de onda de 23 cm), para detectar y monitorear humedales densamente cubiertos (Kasischke et al., 1997; Bourgeau-Chavez et al., 2000).

4.3.2 Clasificación multitemporal

El estudio arrojó un total de 4.157 humedales con una superficie de 262,27 km², abarcando el 6,7% del área de estudio, con un patrón de parches muy pequeños (0,06±0,31 km²) (Figura 4.8). Los lagos someros asociados a humedales se clasificaron como cuerpos de agua abiertos con una superficie de 56,06 km².

Los humedales y las áreas de aguas abiertas podrían ser mucho más grandes si el proceso de clasificación fuera más efectivo y las precipitaciones regionales y locales estuvieran dentro del rango regular durante el estudio. La sequía severa en el sureste de Brasil durante 2014 y 2015 (Nobre et al 2016), fue considerada la sequía más extrema en la cuenca del Río Doce durante los últimos 30 años (Lima et al., 2019). Desde 2015, la precipitación en la cuenca del río, y en particular en el BRD, ha sido baja, lo que se puede considerar por la reducción y desaparición de áreas de humedales. Según Lyra y Rigo (2019), la conversión de bosques por pastos reduce el caudal medio anual de los ríos, con una disminución de los caudales medios. Los autores sugieren que la deforestación aumenta las inundaciones, mientras que los caudales mínimos anuales se reducen con la deforestación.

Alrededor del 80% de los humedales se encuentra en la llanura costera (3.003 ecosistemas con un área de 210,52 km²), mientras que el otro 20% (1.154 humedales con un área de 51,54 km²) se encuentra en Tabuleiros del Barreiras. El predominio de los humedales de planicie costera responde a una pendiente muy suave (1,5%) y suelos hidromórficos de drenaje pobre, tipo gley ricos en materia orgánica, arenas marinas de cuarzo, podzoles hidromórficos y cambisuelos eutróficos. Las CUT en la planicie costera están compuestas básicamente por pastos (41,2%), caña de azúcar (3,4%), silvicultura de Eucaliptus (1,6%) y cultivo de coco (0,6%). Las características naturales estuvieron representadas por humedales (22,6 %) en suelos hidromórficos, bosques (17,5 %) en suelos cambisuelos y restingas (2,7 %), una formación vegetal arbustiva sobre suelos arenosos. En los Tabuleiros del Barreiras, los humedales se asociaron con una pendiente suave de 3,9% y podzoles amarillos distróficos con alto contenido de arcilla. Las CUT en la Formación Barreiras son mucho más diversificadas con humedales (6,6 %), lagos (6,5 %), bosques (17,2 %), pastos (6,7 %), silvicultura de Eucaliptus sp (8,0 %), café (7,2 %) y caña de azúcar. tierras de cultivo de caña (1,0%).

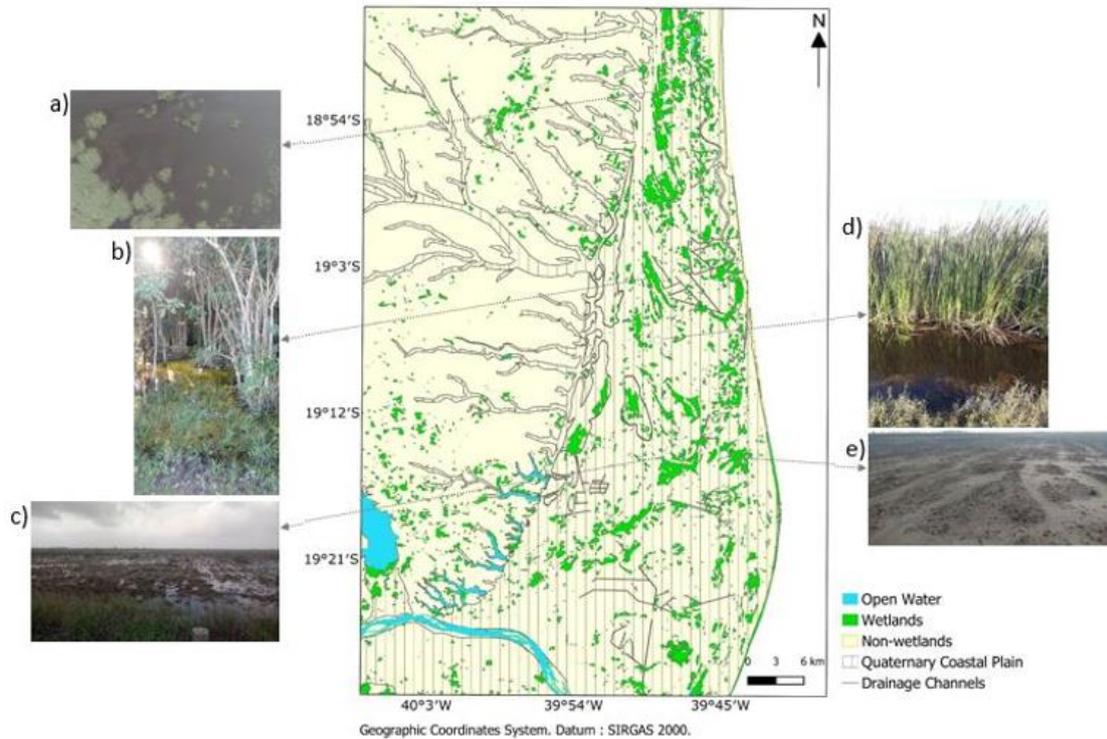


Figura 4.8- Humedales mapeados con SAR en la formación Barreiras y planicie costera, y ejemplos de tipologías de humedales encontrados en el Área de estudio. (a) lagunas de agua dulce; (b) bosque mixto; (c) artificiales humedal; (d) pantanos herbáceos monodominantes de espadañas, *Typha domingensis*; y (e) turberas.

4.3.3 Tipologías de humedales

Un intento de definir tipologías de humedales en el área de estudio, llevando en consideración el esquema de clasificación propuesto para los humedales brasileños (Junk et al., 2014), considerando criterios edafológicos, hidrológicos y botánicos, resulta en tres categorías principales: humedales continentales, humedales costeros y humedales artificiales (Figura 4.9). Los humedales interiores se encuentran en la formación Barreiras estando más asociados con lagos de agua dulce y pantanos herbáceos monodominantes de totora, *Typha domingensis*. Los humedales artificiales se asocian con embalses de riego, represas de arroyos y tierras bajas a lo largo de los caminos. Los humedales costeros se presentan en la planicie costera como sin conexión permanente con el mar y aquellos sin conexión con nivel fluctuante. La mayoría de ellos están

sujetos a suelos saturados con nivel freático poco profundo y lagos costeros con diferentes salinidades. Los canales de drenaje se presentan como características importantes de los humedales en la planicie costera. Las poblaciones de *T. dominguensis* también son una característica común en los humedales costeros.

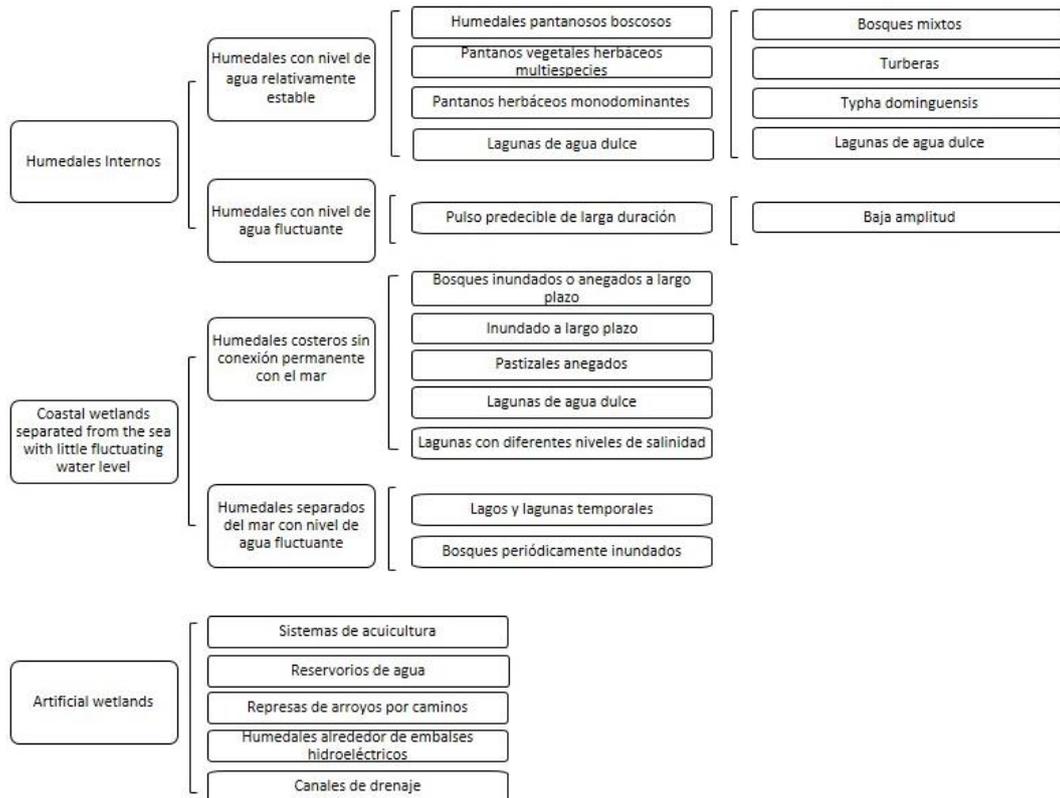


Figura 4.9- Tipos de humedales en la planicie costera del Río Doce inferior con base en Junk et al (2014).

4.3.4 Validación de terreno

El proceso de validación de terreno es efectuado a partir del cruce del agrupamiento de las CUT (es decir, humedales, aguas abiertas, no humedales) con 63 sitios de humedales, 97 de aguas abiertas y 166 no humedales. Una matriz de confusión (Tabla 1) entre los datos de referencia (es decir, las clases de CUT) y los datos clasificados arroja una precisión general y un coeficiente

Kappa de 81,9 % y 0,71, respectivamente. La menor precisión se presenta en la exactitud del usuario en la clase humedal

Tabla 4.2- Matriz de confusión de la clasificación de K-medias.

Datos clasificados (Píxeles)	Datos de referencia			Exactitud del usuario (%)
	Humedales	Aguas abiertas	No humedales	
Humedales	47	7	36	52.22
Aguas abiertas	1	90	0	98.90
No humedales	15	0	130	89.65
Exactitud del productor (%)	74.60	92.78	78.31	

A pesar de que el estudio no incorporó la estación húmeda típica con planicies costeras inundadas con altas descargas de ríos (> 2500 m³.s⁻¹) y nivel freático poco profundo, el enfoque probado es adecuado como alternativa para sensores ópticos. La aplicación de sensores ópticos puede verse severamente restringida debido a la alta nubosidad durante las estaciones húmedas.

El análisis de la retrodispersión mostró que la principal dificultad radica en los humedales que se presentan con vegetación emergente, ya que el comportamiento de la señal sufre múltiples interacciones que dependen de las características del SAR y del tipo de vegetación, en este estudio no se encontraron evidencias acerca de la penetración de la señal en estos humedales, redundando en una disminución en la calidad de la clasificación.

Incluso con la combinación de polarización VV/VH de las imágenes SAR, que aumenta la capacidad de discriminar aguas abiertas, otros objetivos pueden

producir señales similares de vegetación emergente. Según Tiner (2015), el proceso de clasificación mejora cuando se utilizan conjuntos de datos polarimétricos. En el presente estudio, las áreas de pastizales inundados, humedales herbáceos, como *T. dominguensis*, y humedales boscosos se clasificaron erróneamente como no humedales.

Esta limitación para la delimitación y mapeo de humedales con vegetación flotante y/o emergente a partir de datos S1 es descripta también por Simioni et al. (2020), quienes evalúan la capacidad de este sensor en el mapeo de humedades en los Banhados do Sul do Brasil, ellos alcanzaron resultados poco satisfactorios con una exactitud del 56.1 %. Este valor fue similar al encontrado en el estudio de Mleczko et al. (2018), ellos reportaron una exactitud de 65 % para mapear humedales de la llanura aluvial del Río Biebrza en Polonia

Finalmente, la computación en la nube de GEE demuestra gran utilidad para manejar conjuntos de datos masivos de imágenes SAR multitemporales en un tiempo relativamente corto.

4.4 Conclusiones

Los avances recientes de procesamiento de grandes volúmenes de datos en la nube crean nuevas oportunidades para procesar información proveniente de satélites de observación de la Tierra. Aunque el uso de GEE para procesar imágenes S1 ha sido decisivo para un procesamiento rápido, tiene limitaciones en la disponibilidad de herramientas de clasificación no supervisadas para el mapeo de humedales.

La región sureste de Brasil presenta áreas remanentes de humedales, sin embargo, se encuentran poco exploradas espacialmente, especialmente cuando se encuentran sujetas a estrés hidrológico por escasez de agua. Los resultados de este estudio representan la primera clasificación de la distribución espacial de los humedales en esta región, que es importante para la evaluación de los impactos antrópicos, la gestión de recuperación de tierras y la conservación de estos ecosistemas. Se logró una precisión global del 81,9% en el mapa final

utilizando el método K-mean y la precisión de la clasificación de los humedales fue del 52,55%, mostrando resultados insatisfactorios para esta clase. Esto puede explicarse a partir del análisis de los mecanismos de retrodispersión asociados a la penetración de la señal de la cobertura vegetal predominante en el relevamiento en terreno, dando como resultados una disminución de la exactitud de la matriz de confusión para esta clase. Las clases de aguas abiertas fueron detectadas con una precisión cercana al 99%, indicando las ventajas de esta metodología para la clasificación de cuerpos de agua.

Vale destacar que los resultados obtenidos de la publicación de este trabajo (Salinas et al., 2020) fueron utilizados en diferentes investigaciones para la evaluación de los impactos asociados a la ruptura de la represa (Zorzal-Almeida et al., 2021; de Souza Santos et al., 2022;). Por su parte la metodología propuesta en relación a tecnologías geoespaciales y el mapeo obtenido sirvió como insumo para el análisis de los depósitos cuaternarios en Gürbüz & Gürbüz (2022).

Capítulo V

Environmental Monitoring and Assessment

EMAS-D-21-04051R1

5. Remote sensing monitoring of mining tailings in the fluvial-estuarine-coastal ocean continuum of the Lower Doce River Valley (Brazil).

Manuel Eduardo Miller^{1*}; Renato David Ghisolfi^{1,2}, Gilberto Fonseca Barroso^{1,2}

¹Environmental Oceanography Graduate Program, Federal University of Espírito Santo, Brazil, manuel.miller@gmail.com

²Department of Oceanography and Ecology, Federal University of Espírito Santo, Brazil, renato.ghisolfi@ufes.br and gilberto.barroso@ufes.br

The present study was developed with turbidity data of the Aquatic Biodiversity Monitoring Program-PMBA, established by the Technical-Scientific Agreement (001/2018) between UFES-FEST-Renova Foundation. The authors are thankful for the doctoral fellowship of MEM from the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) through the Program of Coalition for Education and Enablement (PAEC).

Abstract

Water clarity is a key parameter of aquatic ecosystems impacted by mining tailings. Tracking down tailings dispersion along the river basin requires a regional monitoring approach. The longitudinal fluvial connectivity, river-estuary-coastal ocean, and the lateral connectivity, river-floodplain-alluvial lakes, are interconnected by hydrological flows, particularly during high fluvial discharge. The present study aims to track the dispersal of iron ore tailing spill, from the collapse of the Fundão dam (Mariana, MG, Brazil), on November 5th, 2015, in the Lower Doce River Valley. A semi-empirical model of turbidity data, as a water

clarity proxy, and multispectral remote sensing data (MSI Sentinel-2), based on different hydrological conditions and well-differentiated water types, yielded an accuracy of 92%. Five floods ($>3,187\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) and five droughts ($<231\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) events occurred from 2013 to 2020. The flood of January 2016 occurred one month after the mining slurries reached the coast, intruding tailings on some alluvial and coastal plain lakes with highly turbid waters (>400 NTU). A fluvial plume is formed in the inner shelf adjoining the river mouth on high flow. The dispersion of river plume was categorized as plume core (turbidity > 200 NTU), plume core and inner shelf waters (100-199 NTU), other shelf water (50-99 NTU), and offshore waters (< 50 NTU). Fluvial discharge and local winds are the main drivers for river plume dispersion and transport of terrigenous material along the coast. This work provides elements for evaluating the impact of mining tailings and an approach for remote sensing regional monitoring of surface water quality.

Keywords:

Mining environmental impacts, estuary, hydrological connectivity, lakes, turbidity, river plume.

5.1 Introduction

Slurry spills from a collapsed mining tailing dam can cause severe ecological and social impacts in a river basin. The stochastic nature of the rapid release of a large amount of slurry with sediments and associated chemical components increases the water muddiness, reducing water clarity and, consequently, the primary productivity (Kossoffa et al., 2014). Besides, chemical contamination, low dissolved oxygen, and heavy siltation of benthic communities severely disturb the entire aquatic food web (Andrades et al., 2020) and impair ecosystem services (Wolanski and Spagnol, 2000). These environmental impacts can stand over the hydrological riverscape and the adjacent coastal ocean (Magris et al., 2019), threatening the ecological nexus of water-energy-food of fluvial-marine systems. Acute impacts of a high flow of tailing slurry are not restricted right after the disaster and may stand over a year. In contrast, a press phase of continuous decrease of tailing sediment flux, with short-term increases in sediment remobilization and exports during high river discharge events, can last for many years (Hatje et al., 2017; Magris et al., 2019). The dispersion patterns of water and transported materials by fluvial discharge along the fluvial-coastal continuum can depict biogeochemical processes related to materials transference in the source, transport, and sink areas. Therefore, it is essential to track pollutant inputs through fluvial systems in emergency management, emphasizing residence times and identifying sinking areas for potential material accumulation. Moreover, environmental monitoring of tailing slurry can provide the necessary background for timely warnings and direct remediation efforts (Legleiter et al., 2020).

The effective management of the environmental impacts of mining tailings on fluvial-marine systems requires information about the dynamics of the hydrological continuum across spatial and temporal scales. The required knowledge of aquatic ecosystems' environmental quality demands a great effort to acquire reliable water quality and ecological data to support water and coastal resources management. Most water quality assessments are based on traditional monitoring approaches of discrete sampling and laboratory analysis, which are very time-consuming and rarely address the environmental effects of short-term

episodic events on aquatic ecosystems. On the other hand, continuous monitoring using *in situ* automated platforms to collect physical, chemical, and hydrobiological data, can provide long-term intensive observation. Nevertheless, the inherent high costs of high-frequency monitoring make it impracticable to cover large areas. This restriction can result in a fragmented understanding of the physical, chemical, and biological dynamics of connected hydrological systems, mainly when it is crucial for monitoring anthropogenic disasters of pollutant spills in the river basin.

Remote sensing has been applied for monitoring extensive mining environmental impacts on water bodies, including pollution sources and affected areas, and land use and land cover (LULC) changes (Charou et al., 2010; Marta-Almeida et al., 2016; Omachi et al., 2018; Silva Junior et al., 2018; Rudorff et al., 2018; Lumbroso et al., 2020). As a valuable data source for inland and coastal aquatic ecosystems, remote sensing can cover vast spatial scales and address pre, during, and post-disaster (Tyler et al., 2016). As a scientific approach for acquiring information from Earth's surface and at a certain degree of the subsurface, remote sensing works with the digital signature of different targets with absorbed, reflected, and emitted electromagnetic energy from sunlight or active sensors (Synthetic Aperture Radar – SAR) (Palmer et al., 2015). The spatial and spectral resolutions of onboard sensors define the type and quality of acquired data, which, in turn, determine the type of application. The temporal resolution, primarily an attribute of satellite imagery, allows analysis on a multiple-time scale after the required atmospheric correction. The acquisition of this information is not direct. Instead, it involves developing empiric algorithms based on statistical correlations of water quality data spectral responses, including water clarity (Matthews, 2011; Palmer et al., 2015; Chuvieco, 2016; Rudorff et al., 2018; Bonansea et al., 2019).

Water clarity signifies the penetration capacity of sunlight in the water column and the resultant photic zone. The amounts of suspended particles, with organic (e.g., phytoplankton and detritus) and mineral composition (e.g., silt and clay), and dissolved materials, such as dissolved organic matter, in the water reduces light penetration due to absorption and reflectance of the incident light. Low light penetration implies low water transparency, limiting the primary productivity of

phytoplankton and submerged aquatic vegetation (Wetzel, 2001; Nelson et al., 2006). Usually, water clarity is expressed with the Secchi disk depth (Z_{sd}) (Wetzel, 2001). Conversely, suspended particulate matter (SPM), the amount of suspended particles ($>0.45\mu\text{m}$) per volume of water ($\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), chlorophyll-a ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$), the amount of phytoplankton biomass, colored dissolved organic matter (CDOM) (m^{-1}), and turbidity (NTU), as the amount of light scattered off by suspended and dissolved materials, are negatively related to water clarity (Wetzel, 2001).

The current availability, by The European Space Agency (ESA), of Sentinel-2 (S-2) satellite imagery acquired through the MultiSpectral Imager (MSI) enhances spectral and radiometric resolutions to Landsat and MODIS sensors. In addition, MSI S-2 imagery has improved the regional water clarity assessment accuracy with complex optical water types (OWTs), even at smaller water bodies (Tyler et al., 2016; Uudeberg et al., 2019).

After the massive iron ore tailing spill on November 5th 98, 2015, the spatial and temporal patterns of the Doce river plume in freshwater reservoirs and the coastal ocean have been evaluated with remote sensing of surface water spectral responses. Coimbra et al. (2020) retrieved suspended particulate matter (SPM), euphotic zone (Z_{eu}), chlorophyll a (Chl-a) from the moderate spatial resolution imagery, 30m, Operational Land Imager (OLI) onboard Landsat-8 (OLI-L8) imagery from the upper and middle Doce River basin reservoirs. After the intrusion of mining tailings, they found that reservoirs turned eutrophic with increased SPM, Chl-a, and reduced Z_{eu} . Marta-Almeida et al., (2016) used a combination of a regional ocean model (ROMS) and low spatial resolution, 250m, MODIS-Aqua, and Terra imagery. This study has shown that the spatiotemporal dispersion of the Doce river plume extended several kilometers southward down to the adjacency of Rio de Janeiro city. Francini-Filho et al., (2019) also used Ocean Color Data of MODIS-Aqua retrieving sea surface temperature (SST), Z_{eu} , SPM, and Chl-a data. However, Chl-a and SST were not considered for the cluster analysis since the recovered values were doubtful. The authors pointed out that during frontal systems, the fluvial plume can be extended 80 km northward, up to the south of Abrolhos Bank, a highly biodiverse and sensitive coral reef formation in the South Atlantic. Ruddorf et al., (2018) retrieved turbidity

data from MODIS-Aqua and OLI-L8 and found that increasing coastal waters turbidity during 2017 and 2018 were related to resuspension of fine sediments associated with mining tailings deposited in the inner shelf, next to the river mouth. Coimbra et al (2019), working with MODIS-Aqua and OLI-L8 found out that after eight months of the dam collapse, the intensity and length of decreasing sunlight penetration into the water column were related to recurrent sediment resuspension, differing significantly from natural events of high fluvial discharge. With most remote sensing studies being developed to investigate spatial and temporal variability of the river plume in coastal waters, no previous attempt has been applied to investigate the environmental impacts of mining tailings on Doce River aquatic ecosystems. As a result, the regional effects of iron ore tailings on the Lower Doce River Valley (LDRV) and the alluvial/coastal plains and associated lakes and lagoons were not addressed for the potential intrusion of tailings during flooding events.

The primary purpose of this work is to develop a model based on MSI S-2 imagery to retrieve water clarity data (i.e., turbidity) from the LDRV inland and coastal aquatic ecosystems. The development of an accurate algorithm of surface water reflectance and *in situ* measurements of turbidity aims to: i) track down the influence of suspended and dissolved materials transported by the Doce River after the tailing spill in the upper river basin; ii) evaluate the connectivity of Doce River channel with alluvial and coastal plain lakes and lagoons during flood pulse events, and iii) evaluate the river plume extent and form on high hydrological discharge.

5.2 Study area

In southeastern Brazil, the Lower Doce River Valley – LDRV, delimited at Minas Gerais State's boundary at W and Espírito Santo State at E, embraces 17.2% (14,841 km²) of 86,082 km² of the Doce River Basin (Figure 1). The LDRV geomorphology is configured from W to E with Mantiqueira highlands, the piedmont of Barreiras coastal trays, and the Sururaca coastal plain associated with a paleodeltaic formation (Martin et al., 1996). The regional lake district spreads from the coastal plain, with shallow lakes, to deep lakes in the alluvial

valleys of the Barreiras Formation (Barroso et al., 2014). Alluvial lakes are associated with neotectonics lineaments oriented NE-SE (Bricalli and Melo, 2013) and are hydrologically connected to the Doce River with drainage streams. The coastal plain forms an extensive floodplain in the LDRV with coastal wetlands, inland wetlands, and artificial wetlands (Salinas et al., 2020).

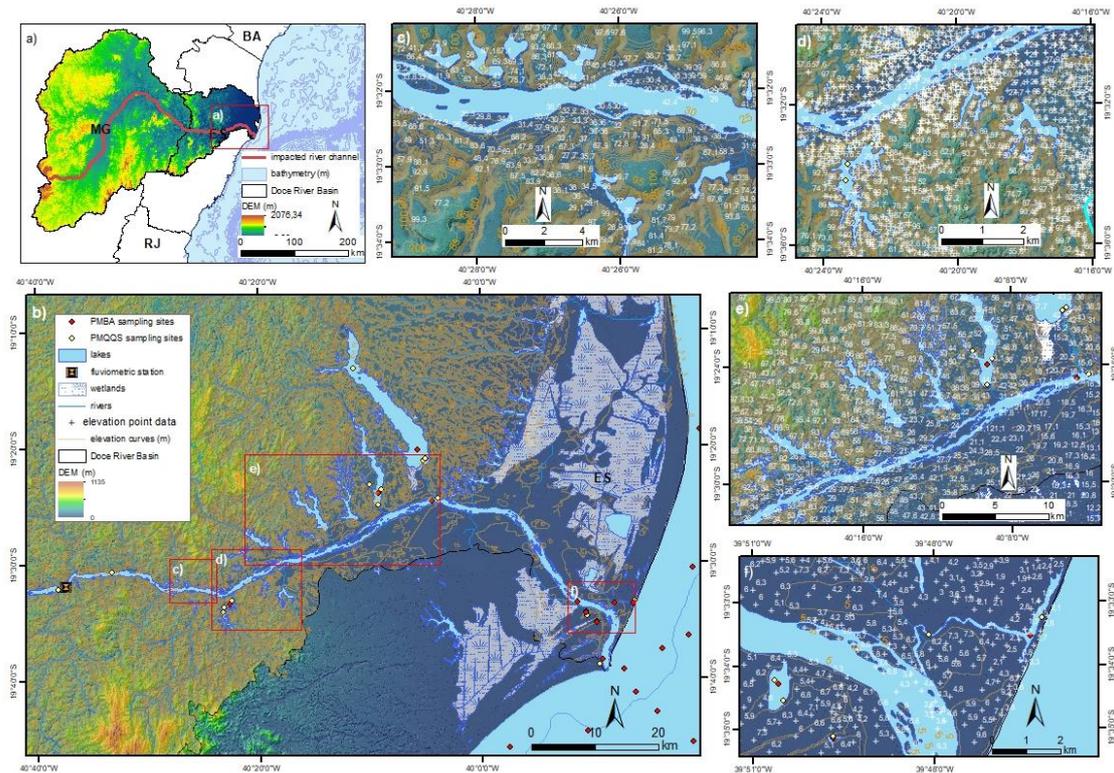


Figure 5.1- Study area. a) Doce River Basin and fluvial channels impacted with iron ore tailings; b) hydrography, elevation, and water quality sampling sites in the Lower Doce River Valley (LDRV) and coastal ocean; c) elevation data around small alluvial lakes of Colatina; d) elevation data around deep alluvial lakes at the south margin; e) elevation data around large alluvial deep lakes of Linhares; f) elevation data around of shallow coastal plain lakes.

According to the Köppen classification, the climate in the LDRV is humid subtropical with dry winter and temperate summer (Cwb) and hot summer (Cwa) in the upper basin, and tropical with dry winter (Aw) in the middle and lower basins. In the coastal plain, the climate type is tropical monsoon (Am) (Alvarez et al., 2014). The annual rainfall in the river basin ranges between 900 and 1,500mm. Climate controls are associated with the South Atlantic Subtropical

High (SASH), the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), and frontal systems (Oliveira and Quaresma, 2017). Most rainfall occurs during the summer, mainly associated with SACZ events, while light rain is associated with frontal systems during autumn and winter.

In 2014 and 2015, a severe drought affected Brazil's southeastern region with a lack of rainfall and higher temperatures reducing river discharges and leading to a water shortage (Nobre et al., 2016; Cunha et al., 2019). In the Doce River Basin (DRB), the drought of the hydrological year 2014/2015 was the most severe of the last 30 years (Lima et al., 2019). The predominant wind blows from N and NE during spring and summer, while S and SE winds blow associated with cold fronts (Barroso et al., 2014).

From 1990 to 2013, mean annual high and low fluvial discharges in the LDRV (Colatina station #56994510, 107 km upstream of the river mouth in the Atlantic Ocean) were 918 and 450 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectively, with a range from 72 to 9,195 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Oliveira and Quaresma, 2017). During low discharge ($< 276 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), extensive sandbanks formed in the main river channel, and tidal waves intruded in the fluvial lower section. The semidiurnal microtidal range ($< 2.0 \text{ m}$) at the river mouth is 1.3 m during spring tides and 0.6 m at neap tides (Quaresma et al., 2020; Schettini and Hatje, 2020).

The lateral connectivity between the river channel and the alluvial/coastal plain occurs when the fluvial level reaches 520 cm at the Colatina station (Castilho and Rodrigues, 1999). Flood events generally occur in the LDRV from December to January, when the river flow exceeds 2,379 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, with December 2013 being the most significant flood with a mean of 3,528 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Oliveira and Quaresma, 2017). The shape and dispersion pattern of the river plume is driven by river discharge and winds.

5.3 The iron ore tailing spill in the upper Doce River Valley

On November 5th, 2015, the Fundão Dam collapsed, releasing $34 \times 10^6 \text{ m}^3$ of iron ore tailings in the Carmo River, a tributary on the upper DRB (ANA, 2015). Nearly 660 km of the downstream fluvial channels were affected before tailings reached the ocean through the Doce River on November 21st, 2015 (Hatje et al., 2017;

Magris et al., 2019; Lima et al., 2020). As the fluvial discharge was significantly reduced due to the severe drought of 2014/15 in southeastern Brazil, the median Doce River discharge for November 2015 was $320 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 2.4 times lower than the November median (Quaresma et al., 2020). When the tailings slurry reached the coastal ocean, the surface concentration of SPM at the estuary and the inner shelf reached 300 and $1,100 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$, respectively, while high-concentration mud suspension (HCMS) near the seabed reached $9,137 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (Quaresma et al., 2020). In addition to suspended sediments, mining tailings increased the concentration of Fe, Al, Mn, Ba, Cd, Cr, Cu, V, and Zn (Sá et al., 2021).

5.4 Material and methods

The fundamental premise of this work relies on the development of a mathematical model that estimates water quality, using surface water turbidity (NTU) as a proxy, from a multivariate analysis using the MSI S-2 remote sensing images as predictors. Model validation was based on multiple linear regression of measured turbidity data and the spectral response atmospherically corrected data. Turbidity maps of the LDRV aquatic ecosystems were produced for different hydrological post-disaster conditions.

5.4.1 Water clarity data

Water quality data, turbidity (NTU), Secchi disk depths (m), particulate suspended matter – PSM ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$), Chl-a ($\mu\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$), and dissolved organic carbon – DOC ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$) of monthly samplings (October 2018 to January 2020) in the LDRV aquatic ecosystems, were obtained from the Aquatic Biodiversity Monitoring Program for Environmental Area 1 (PMBA). The PMBA, was created within the Framework Agreement combining the efforts of several federal and state public stakeholders and the mining companies to recover the Doce River after the disaster (Lima et al., 2020). In addition to PMBA data, turbidity data were also obtained from the Systematic Water and Sediments Quali-Quantitative Monitoring Program (PMQQS), established by Renova Foundation, the Foundation created by mining companies, to attend the new Framework

Agreement. The PMQQS and PMBA were initiated in July and October 2018, respectively. Figure 1b shows the sampling sites. In the PMBA, discrete samples were collected at the subsurface, and turbidity was measured with a previously calibrated field turbidimeter LaMotte 2020.

Water samples for SPM, Chl-a, and DOC were taken at lakes and the Doce River subsurface. SPM was determined with filtration on 47 mm membrane disks (0.45 μm nominal pore size) according to APHA (2005). Chl-a was analyzed with samples filtration on 47 mm fiberglass disks (0.7 μm nominal pore size), followed by an overnight 90% acetone extraction and fluorimetry (Turner TD700) readings (APHA, 2005). DOC samples were filtrated on previously calcinated (550°C/5 hours) fiberglass filter disks (0.7 μm) followed by direct injection in the total organic carbon analyzer, TOC-LCPN Shimadzu. The DOC content was detected as carbon dioxide in a non-dispersive infrared (NDIR) detector after high-temperature catalytic oxidation (HTCO). During field samplings, vertical profiles of in vivo fluorescence of Chl-a and phycocyanin (PC) were measured along with lakes water columns with an EXO2 Sonde probe (YSI, Yellow Springs, USA) equipped with sensors for raw fluorescence readings of total algae (f-Chl-a) and blue-green algae (f-PC).

Spearman rank-order correlations with a significance of $p < 0.05$ were applied to verify correlations among water quality data. And linear regressions were applied to verify correlations to in vivo fluorescence and turbidity data.

5.4.2 Hydrological data

River flow data ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) were obtained at the Hidroweb platform of the National Water Agency (ANA) for the period of January 2013, previous to the tailings dam collapse, to December 2020 from the Colatina gauging station (#56994510) (SNIRH, 2020), located at 107.1 km upstream from the river mouth (Figure 1b). The gauging station drains 76,400 km^2 , 88.7% of the Doce River Basin (Figure 1b). The fluvial flood level at Colatina gauge station is 520 cm (Castilho and Rodrigues, 1999).

5.4.3 Remote sensing data

Satellite images of MSI S-2 were obtained from the Copernicus platform of the European Union's Earth Observation Programme (ESA, 2020) as processing level 1C with geometric correction (orthoimages) and pixel reflectance values at the top of the Top-Of-Atmosphere (TOA). The ESA launched the S-2 with the MSI in April 2015 to monitor the Earth's land surface dynamics. The MSI has a swath width of 290 km, a temporal resolution of 5 days at the equator, and a spectral range from 425-1405 nm in 13 channels.

The MSI S-2 imagery searching for calibration and validation of the turbidity model was carried out from April 26th, 2018, to January 17th, 2020, considering the matching criteria of turbidity sampling dates and image acquisition dates. On some occasions, a one-day window was applied for lakes considering that there were no rainfall records and meaningful differences in the river flow that could significantly alter turbidity values. For Nova lake, on July 25th, 2018, a two-day window was applied with the pass of S-2.

When MSI S-2 imagery was not available during flood events due to a mismatch of S-2 pass or cloud cover conditions, other satellite imagery products were searched to illustrate the longitudinal and lateral connectivity of the LDRV. OLI L-8 and MUX CBERS-4 were searched at the Imaging Division (DIDGI) of the National Institute for Space Research (INPE), and at the Planet Platform, Planet Labs Inc. RGB composition images of PlanetScope and RapidEye with 3.7 and 5.0 m spatial resolution, respectively (Planet Team, 2017).

The surface wind dataset was obtained from the Advanced Scatterometer (ASCAT) sensor onboard the MetOp-A satellite (EUMETSAT / OSI SAF, 2018) to characterize the fluvial plume in the coastal ocean.

5.4.4 Data processing

MSI S-2 images were processed using the Sentinel Application Platform (SNAP v7.0) with the module Sen2Cor processor (ESA, 2020) to perform atmospheric corrections and convert the images to Level 2A Bottom of Atmosphere (BOA). Atmospheric corrections are essential for obtaining optical parameters of surface

water. In this sense, Kuhn et al. (2019) estimated the sensitivity to atmospheric corrections of an algorithm to acquire turbidity data with S-2 data in the Mississippi River, Columbia, and Amazon rivers. This algorithm attenuates the distortions produced by atmospheric components through a global radiative transfer model, allowing correcting the effects associated with the presence of water vapor, cirrus clouds, and aerosols (Main-Knorn et al., 2017). The study concluded that turbidity could be overestimated at 70 NFU for the Amazon River without atmospheric corrections.

After the BOA processing of eight bands (2 to 8A), images were resampled to 10m using 3x3 window pixel values at the coordinates of field sampling sites.

5.5 Model development and calibration

A multiple linear regression analysis was applied to report a correlation of independent variables, BOA values of MSI bands, in response to turbidity in rivers, lakes, and coastal waters of the LDRV. The linear regression and its corresponding coefficients were adjusted according to Alexopoulos (2010).

This model yields a linear equation based on the relationship between the observed data and the independent variables, yielding correlation coefficients. The dataset of this study ($n = 60$) was divided randomly into two groups, with 70% of the data used to calibrate the model and the remaining 30% for validation.

Different combinations of MSI bands were applied until the best-validated result was obtained considering the F test and its statistical significance ($p < 0.05$), adjusted R-squared value (R^2), the mean difference between estimated and observed values (BIAS), and the root mean square error (RMSE). The compliance for multiple linear regression considered homoscedasticity and normal distribution of the residues, observing a linear relationship between image pixels and turbidity values. The thresholds to prevent multicollinearity were a correlation between the predictors < 0.6 , the variance inflation factor test (VIF) = 1.55, and tolerance (T) = 0.23. Finally, the Durbin-Watson (DW) test was applied to confirm the independence of the residues at 1,741 (Belsley, Kuh, and Welsch, 2005).

5.6 Digital terrain data

Elevation data, acquired from a digital terrain model (DTM), were used to evaluate the topographical setting of fluvial connectivity with the alluvial valley and associated wetlands and lakes. The DTM, with 2m spatial resolution, was built on a scale of 1:10,000 with stereoscopic analysis of multispectral aerial photogrammetry with aerotriangulation and ground truth points (GTPs) at a spatial resolution of 0.25 and 0.55m of PAN and RGB, respectively (IEMA, 2012). The vertical mean squared error (VMSE) is 1.6m, with discrepancies between the terrain coordinates obtained in the field and aerotriangulations equal to or less than 1.64m.

5.7 Results and discussion

5.7.1 Turbidity and other water clarity data

Mean turbidity, SPM, Chl-a, and DOC were 35.09 ± 57.00 NTU, 21.86 ± 39.44 mg.L⁻¹, 2.40 ± 2.10 µg.L⁻¹, and 6.56 ± 5.62 mg.L⁻¹, respectively, whereas the mean Secchi disk depth on lakes was 1.56 ± 1.27 m. Table 1 shows water clarity parameters on the Doce River channel, alluvial lakes, and coastal waters.

Table 5.1- Number of samples (n), median (x), and minimum and maximum (in parenthesis) values of PMBA surface water column from February 2018 to March 2020: Secchi disk depth (m), suspended particulate matter – SPM (mg.L⁻¹), turbidity (NTU), Chl-a (µg.L⁻¹), and dissolved organic carbon - DOC (mg.L⁻¹).

Sampling site	n	Turbidity (NTU)	Secchi disk depth (m)	PSM (mg.L ⁻¹)	Chlorophyll a (µg.L ⁻¹)	DOC (mg.L ⁻¹)
Doce river						
E21	16	32.1 (3.7 – 246.5)	–	29.8 (4.1 – 162.4)	1.8 (0.1 – 5.0)	2.7 (0.9 – 7.0)
E22	15	33.7 (4.4 – 253.0)	–	30.7 (5.5 – 168.8)	3.1 (0.1 – 6.1)	2.8 (0.3 – 11.5)
E26	16	17.0 (3.1 – 369.8)	–	13.5 (2.5 – 310.0)	2.0 (0.1 – 5.0)	3.2 (1.2 – 6.7)
Lakes						
E18 (Lake Limão)	16	2.0 (0.1 – 6.3)	2.3 (1.1 – 3.2)	1.7 (0.4 – 3.6)	2.0 (1.1 – 14.5)	4.2 (1.4 – 6.7)
E19 (Lake Nova)	16	0.9 (0.1 – 2.1)	4.1 (2.6 – 5.5)	0.7 (0.1 – 3.0)	1.4 (0.7 – 3.7)	3.2 (1.2 – 6.1)
E20 (Lake Juparanã)	16	16.0 (1.2 – 28.4)	1.0 (0.8 – 2.2)	8.3 (1.0 – 19.3)	3.9 (1.2 – 16.0)	4.1 (1.3 – 11.0)
Shallow lakes						
E23 (Lake Areão)	15	5.1 (2.1 – 24.6)	1.9 (0.7 – 2.1)	1.9 (0.6 – 19.2)	0.1 (0.5 – 1.3)	14.0 (7.4 – 16.3)
E24 (lake Areal)	11	26.5 (13.9 – 174.6)	0.5 (0.2 – 0.8)	11.8 (3.4 – 88.4)	1.7 (0.3 – 5.6)	12.0 (5.1 – 26.7)
E25 (Lake Monsarás)	17	10.9 (3.6 – 173.9)	0.9 (0.2 – 1.2)	7.4 (2.6 – 116.0)	2.2 (0.7 – 5.2)	11.8 (2.4 – 26.7)
E25a (Lake Monsarás)	17	26.2 (7.3 – 173.8)	0.7 (0.1 – 1.0)	7.8 (1.8 – 126.0)	2.4 (0.9 – 8.1)	9.2 (1.5 – 23.3)
Marine sampling sites	161	1.32 (0.12 – 8.59)	-	-	-	-

The water clarity was high on Lakes Nova (Secchi depth = 4.07±0.81m) and Limão (Secchi depth = 2.22±0.66m), with both of them showing low turbidity (<2.0 NTU), SPM (<1.7mg.L⁻¹), Chl-a (<2.0 µg.L⁻¹), and DOC (<4.2 mg.L⁻¹) (Table 1). In deep lakes, resuspension of bottom sediment is limited, particularly in lakes with a less developed littoral zone (Håkanson, 2005). The deep basin of Lake Nova, with maximum, mean and relative depths of 33.9 m, 14.7 m, and 0.7 %, respectively, modulates the lake heat content and thermal stability (Gonçalves et al., 2016). These authors pointed out that the wave base depth (Z_{wb}) of 6.9m is a threshold for sediment resuspension due to wind turbulence. Moreover, up to 42%, of steep slopes occur along lakeshores, although the mean lake slope (S_{mv}), 3.2%, indicates a smooth bottom topography.

Even though its larger size (62 km²), Lake Juparanã is turbid (13.45±4.48 NTU) with low transparency (1.2±0.46m) and high content of suspended material (9.23±4.92 mg.L⁻¹). Conversely, the content of Chl-a is moderate (4.49±3.46 µg.L⁻¹). Turbidity in this lake correlated well with suspended material ($p = 0.86$, $p < 0.05$) but poorly with the Chl-a ($p = -0.11$, $p < 0.05$). Juparanã's high turbidity can be related to the well-mixed water column and the deep Z_{wb} , 12.3m, which is deeper

than the sampling site (11.0m). In addition to a deep Z_{wb} the 19.6 km along SE-NW axis of effective length (L_{effec}) and 4.4km along NE-SW axis of width turn the lake more prone to wind turbulence and sediment resuspension.

Despite the morphometry factors and the high turbidity and Chl-a correlation, the OWT of Lake Juparanã seems to be much more associated with the concentrations of other optically significant constituents (OSC) such as cyanobacteria photosynthetic pigments. Phycocyanin (PC) is an ancillary photosynthetic pigment specific mainly to cyanobacteria, serving as an indicator to assess spatial and temporal variability of freshwater harmful algal blooms (HABs) (Bertone, Burford and Hamilton, 2018; Dev et al., 2022). In-situ raw fluorescence of Chl-a (f-Chl-a) and phycocyanin (f-PC) have shown poor and slight correlation with turbidity, $r^2=-0.08$ and $r^2=0.38$, respectively. Although the content of cyanobacteria pigments varies with cell sizes, colony morphology, species composition, light regimes, nutrients availability, and physiological status, in situ data of pigment ratios acquired with submersible fluorometers can be a promising approach for HABs management. The ratio of f-PC:f-Chl-a can assist as an overall proxy for the relative contribution of cyanobacteria in mixed phytoplankton natural communities (Bertone, Burford and Hamilton, 2018). The mean f-PC:f-Chl-a in Juparanã lake is 0.9 ± 0.7 , reaching up to 4.0 and 4.2 in October and November 2018, when extracted Chl-a reached 17.15 and $17.37\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$, respectively. As cyanobacteria scums are relatively common on the shores of Juparanã lake, the contribution of PC must be further investigated.

The other three lakes, located on the coastal plain, are much shallower, making them more susceptible to sediment resuspension. Turbidity is higher at Lake Areal (42.95 ± 41.08 NTU), followed by lakes Monsarás (20.92 ± 39.87 NTU) and Areão (7.51 ± 6.11 NTU). In Lake Areal the low transparency ($0.5\pm 0.2\text{m}$) was inversely correlated with turbidity ($p= -0.80$, $p<0.05$) and slightly correlated with SPM ($p = 0.52$, $p<0.05$). No association of turbidity with Chl-a and DOC was found. Conversely, Lake Areão, shows a relatively higher transparency ($1.6\pm 0.4\text{m}$), which were inversely related to DOC ($p= -0.82$, $p<0.05$), SPM ($p= -0.78$, $p<0.05$), and Chl-a ($p= -0.75$, $p<0.05$).

Monsarás lake, a lagoon with an intermittent connection with the coastal ocean, has low transparency ($0.8\pm 0.3\text{m}$) with turbidity correlated to SPM ($p = 0.68$,

$p < 0.05$), but inversely associated with Chl-a ($p = -0.70$, $p < 0.05$). The longitudinal axis of Monsarás lagoon is parallel to the coastline and has a $L_{\text{effec}} = 2.8$ km. The L_{effec} is a proxy for wind turbulence to increase sediment resuspension in the shallow Monsarás lagoon (2.48 ± 0.49 m deep at the sampling site) under predominant summer NE winds (Barroso et al., 2014). Based on water clarity variables of LDRV lakes, the gradient from clear blue lakes to turbid lakes is Lake Nova > Lake Limão > Lake Areão > Monsarás Lagoon > Lake Areal.

The Doce River has shown much higher turbidity (59.33 ± 75.97 NTU) and SPM (41.50 ± 53.62 mg.L⁻¹) than lakes, while Chl-a and DOC were low in the river channel, 2.05 ± 1.72 µg.L⁻¹ and 3.11 ± 1.70 mg.L⁻¹, respectively. SPM was highly associated with turbidity ($p = 0.90$, $p < 0.05$). No significant differences occurred among fluvial sampling sites for turbidity.

The clarity and color of water bodies are related to the inherent optical properties (IOPs) of different substances and their capacities for absorption and scattering of the incident light, the optically significant constituents (OSCs) (Ogashawara et al., 2017; Uudeberg et al., 2019). These optically active water constituents form a typology of OWTs for inland and coastal waters. Gordon and Morel (1983) proposed two types of water bodies for reflectance responses: type 1 with optical properties determined mainly by phytoplankton and type 2 related to mineral suspended particles and CDOM. Nevertheless, the optical complexity of water bodies, particularly the transitional waters of estuaries, river plumes, and lagoons, may result in many OWTs. Spyrakos et al., (2018) analyzed in situ hyperspectral responses (i.e., reflectance spectra) of 250 inland water bodies and 14 coastal waters. They found 13 OWTs varying from hypereutrophic waters with scums of cyanobacteria blooms, turbid waters with high DOC, sediment-laden water, to very clear blue waters. In a similar study, the analysis of hyperspectral responses identified 8 OWTs on 17 Brazilian inland aquatic ecosystems and one estuary (da Silva et al., 2020).

The diverse aquatic ecosystems in the riverscape imply complex optical properties with different reflectance responses. OSCs and IOPs vary along space and time within inland water bodies and landscapes. Climate, LULC, and lake morphometry influence most water clarity variability in lakes over time (Rose et al., 2017). Optical properties may show significant variability within aquatic

ecosystems throughout the dry season and low river flow. During flooding events, the intrusion of fluvial water in the floodplain and associated wetlands and lakes may indicate a more steady optical response.

5.7.2 Doce River flow

The mean fluvial discharge and river level from January 2013 to December 2020 were $734.98 \pm 771.08 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($70.39\text{--}10,715.90 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and $140,4 \pm 84.1 \text{ cm}$ ($14\text{--}890 \text{ cm}$), respectively. The highest flow occurred on December 24th, 2013, and the lowest on October 31st, 2017. Four drought events occurred based on the threshold of extreme drought condition for Doce River flow, $231 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Oliveira and Quaresma 2017): September–November 2015 ($172.54 \pm 79.40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), June–October 2016 ($224.54 \pm 275.32 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), June–October 2017 ($156.80 \pm 48.76 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), June 2018 ($198.91 \pm 28.08 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), and June–October 2019 ($161.34 \pm 90.88 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) (Figure 2). During droughts, extensive sandbanks form along the river channel.

The lowest monthly discharges occurred in September 2016 ($265.3 \times 10^6 \text{ m}^3$), October 2017 ($273.5 \times 10^6 \text{ m}^3$), and October 2015 ($308.7 \times 10^6 \text{ m}^3$). There were no river flow data from January to middle August 2015, probably because of the very low river level. Nevertheless, the river discharge was perhaps even lower in 2015 because of the extreme drought of the hydrological year 2014–2015 associated with the El Niño effects in 2015–2016 in southeastern Brazil (Cunha et al., 2019).

The Fundão tailing dam collapse occurred on November 5th, 2015, during the drought with a mean month flow of $216.39 \pm 94.60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($105.79\text{--}380.20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). On November 21th, 2015, the slurry reached the river mouth (Schettini and Hatje, 2020) with a flow increase of $86.74 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (30.5%) considering the previous day, Colatina gauging station, located 140 km upstream of the river mouth. However, the slurry reached Colatina on November 19th, increasing $84.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (38.9%) in comparison to the previous day.

Five flooding events, considering the [fluvial level](#) threshold of 520 cm, occurred on December 18th, 2013, January 21st, 2016, February 7th, 2018, and January 27th and March 6th, 2020, with a duration of 10, 3, 3, 4, and 4 days respectively (Figure 2). During flood events, the river flow ranged from 3,051 to $10,715 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ with a mean of $3,051 \pm 2077 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

At $3,187\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, the river overflow the fluvial level threshold of 520 cm, and turbid fluvial waters with high SPM content enter the alluvial areas and coastal plain. The river flow higher than $2,379\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ is generally related to the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) (Oliveira and Quaresma, 2017). SACZs are key climatological features in the austral summer of South America, causing high rainfall along the NW to SE corridor from the Amazon basin towards southeastern Brazil. The process generally lasts for three days, from October to March (Carvalho et al., 2004). The December 2013 flood was associated with SACZ persistence for more than fifteen days (Oliveira and Quaresma 2017), producing rainfall three times the monthly mean in the LDRV ($\sim 200\text{mm}$).

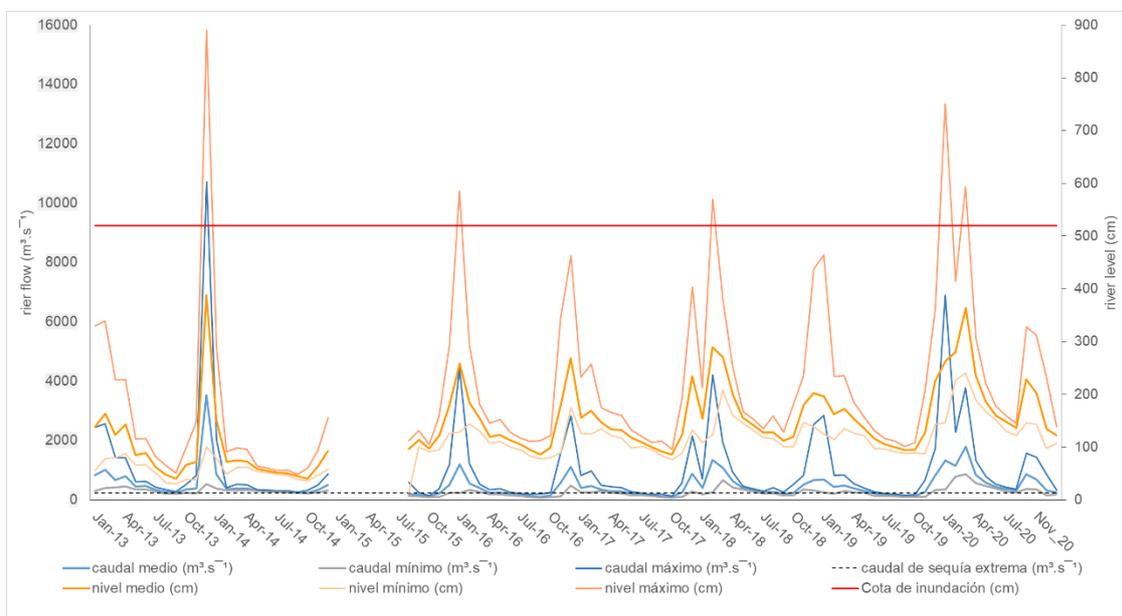


Figure 5.2- River discharge ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) and flooding fluvial level (520cm) at Colatina gauging station (#56994510).

5.7.3 Turbidity model development, calibration, and validation

Turbidity of the dataset has shown a heterogeneous behavior associated with different characteristics of LDRV water bodies (9.01 ± 14.35 NTU), with statistical differences (ANOVA, $p < 0.05$). Therefore, the low turbidity was typical at continental shelf sampling sites. These differences were also observed in the spectral behavior in the different bands of MSI S-2 (Figure 3). In general, in areas

with a low spectral response (i.e., clear water), such as the coastal ocean sites and the deep lakes Nova (E19) and Limão (E18), a peak was observed at 560 nm (band 3).

During high flow, the spectral response of turbid fluvial waters peaked at 665 nm (band 4) and 705 nm (band 5), as in the mouth (E26 - RDO16) and shallow Lake Areal (E24) and Areão (E23) and marine waters near the coast (ERD01 - ZCS06). Similar patterns were observed in inland, estuarine, and coastal waters of the Danube River and the coastal area of the Black Sea (Tyler et al., 2016). Bonansea et al. (2019) used four bands of MSI S-2, 705 nm to 842 nm, for estimating and mapping Secchi disk transparency (SDT) in the Río Tercero reservoir (Córdoba, Argentina).

Coimbra et al. (2020b) observed a reflectance peak at 654nm at the mouth of the Doce River in January and July 2016, attributing it to high concentrations of iron oxides of the mining tailing resuspended by ocean-meteorological conditions, such as an anticyclonic event. The iron enrichment of coastal water with high contents of dissolved Fe, 2.8 μM (0.45 μm filtration), was found up to three years after the mining disaster (Longhini et al., 2020).

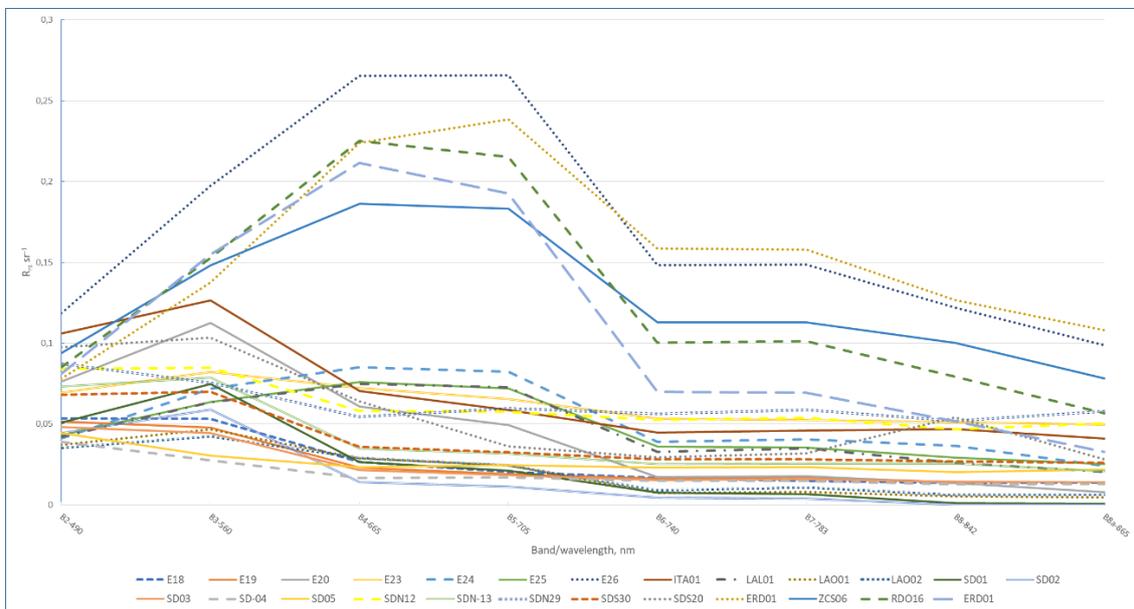


Figure 5.3- shows the mean reflectance (R_{rs}) derived from MSI S-2 with Sen2Cor processor plotted in the 490-865 nm range for all sampling stations and field campaigns.

Multiple linear regressions combining the data provided by the MSI bands as independent variables, and turbidity data, as response variables indicated that the band 5, in the red edge ($\beta = 1.210$; $t = 11.759$; $p < 0.01$), and band 8a, in the Near-Infrared Narrow ($\beta = -0.285$; $t = -2.774$; $p < 0.05$), were best predictors. Both bands can explain more than 90% of the turbidity variance (adjusted $R^2 = 0.917$; $p < 0.05$).

$$(\text{NTU}) = -22.102 + (1014.468 * B5) + (-518.542 * B8A).$$

A spatial-temporal mismatch between turbidity data and reflectance response is expected for highly dynamic systems such as estuarine and coastal waters subject to strong winds, waves, and currents (Mathews, 2011). The mean measured turbidity for calibration and validation datasets were 33.41 and 25.56 NTU, while the predictions were 37.00 and 54.00 NTU, respectively. These discrepancies were not significant considering the correlations for calibration ($R^2 = 0.967$; $p = 0.000$) and validation ($R^2 = 0.870$; $p = 0.000$), the relative low bias (MNB) of 19 and 30 NTU, respectively, and the RMSE of -3,50 and 7,87 NTU (Figure 4).

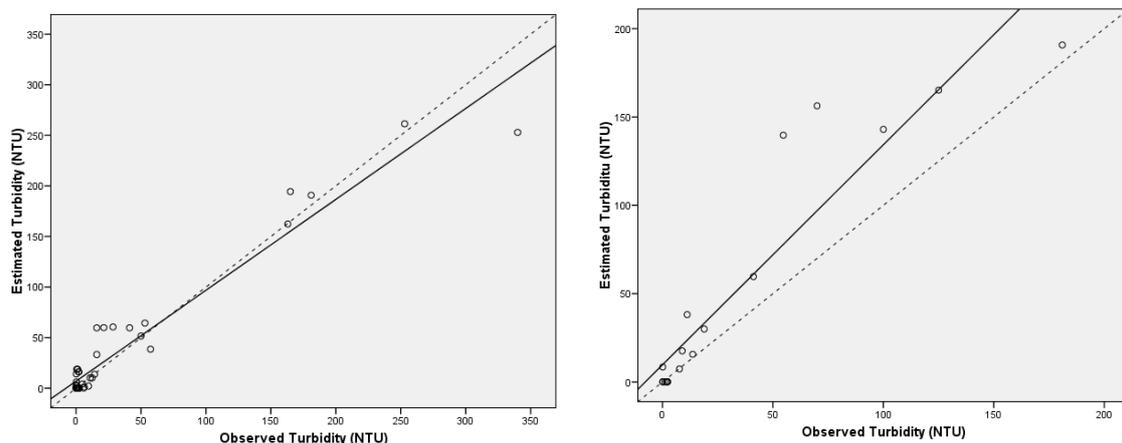


Figure 5.4- Linear regression of observed and estimated turbidity (NTU): a) calibration dataset ($R^2 = 0.936$); b) validation dataset ($R^2 = 0.870$).

After the mining tailing spill, the turbidity model was applied under different hydrological conditions. The selected scenes of MSI S-2 imagery were associated with distinct hydrographic conditions to investigate the connectivity of aquatic ecosystems along the longitudinal axis of fluvial-estuarine-marine and the lateral axis of fluvial-alluvial lakes. The first MSI S-2 image was available for the

study area with low cloud cover on February 11th, 2016, with the fluvial discharge of 457 m³.s⁻¹ and a river level of 180 cm. Even after 82 days of mining slurries have reached the coastal ocean, the fluvial-coastal system presented very low water clarity.

Flood events in the LDRV last for 4.5 days on average, and the S-2 satellite takes five days to revisit a site. However, the more intensive cloud cover in the rainy season can be challenging to acquire satellite imagery matching the flooded area with cloudless conditions. In addition, conditions such as the contribution of bottom reflectance from shallow water bodies and sandbanks, fog, and sun glint, can produce errors in the turbidity estimates (Ogashawara et al., 2017). The reflection of sandbanks during low river levels was a significant problem for turbidity retrieval.

5.7.4 Tracking water clarity after the massive mine tailing spill

As a reference for low and high flows, turbidity retrieval was applied on an image acquired on February 25th, 2019 (509 m³.s⁻¹ and fluvial level of 178 cm) and on January 31st, 2020 (2,331.4 m³.s⁻¹ with a fluvial level of 485 cm) (Figure 5). On February 11th, 2016 (Figure 5a), significantly higher turbidity was found than on February 25th, 2019 (Figure 5c). At the river mouth, turbidity was 200 NTU higher on February 11th. At Lake Areão, these differences were around 400 NTU. The high turbidity in the Areão lake, estimated for February 11th, 2016, is because of the intrusion of mining tailings during the first flooding event, from January 24th to 27th, after the tailings spill. Flocculation patterns of mining tailings have changed in the coastal waters due to the higher content of very fine suspended particles of clay and hydrated iron with low settling rates (Quaresma et al., 2020).

According to Rudorff et al. (2018), the relationship between Doce River flow and the retrieved turbidity from satellite imagery of the river plume in the coastal ocean has increased two orders in the magnitude of the pre-disaster phase. In the acute phase of the disaster, turbidity reached 1,985 FNU on November 30th, 2015, while the expected natural condition was 12 FNU. In the fortnight of December 2015, turbidity was above 600 FNU with the expected value of 196 FNU. Similar relationships were found in this work comparing the values obtained at the river

mouth for February 11th, 2016 (351.5 FNU) and February 25th, 2019 (149.6 FNU). Coimbra et al. (2020b) observed that the increasing SPM contents, derived from OLI L-8, were strongly correlated with rainfall for January 2016, 2017, and 2019. As a reference for turbidity retrieval, representative images of the disaster pulse disturbance phase were chosen for normal river flow (February 11th, 2016, Figure 5a) and low fluvial discharge (August 9th, 2016, Figure 5b). The analysis for the press impact phase considered normal flow (February 25th, 2019, Figure 5c) and a flooding event (January 31st, 2020, Figure 6d, and Table 2).

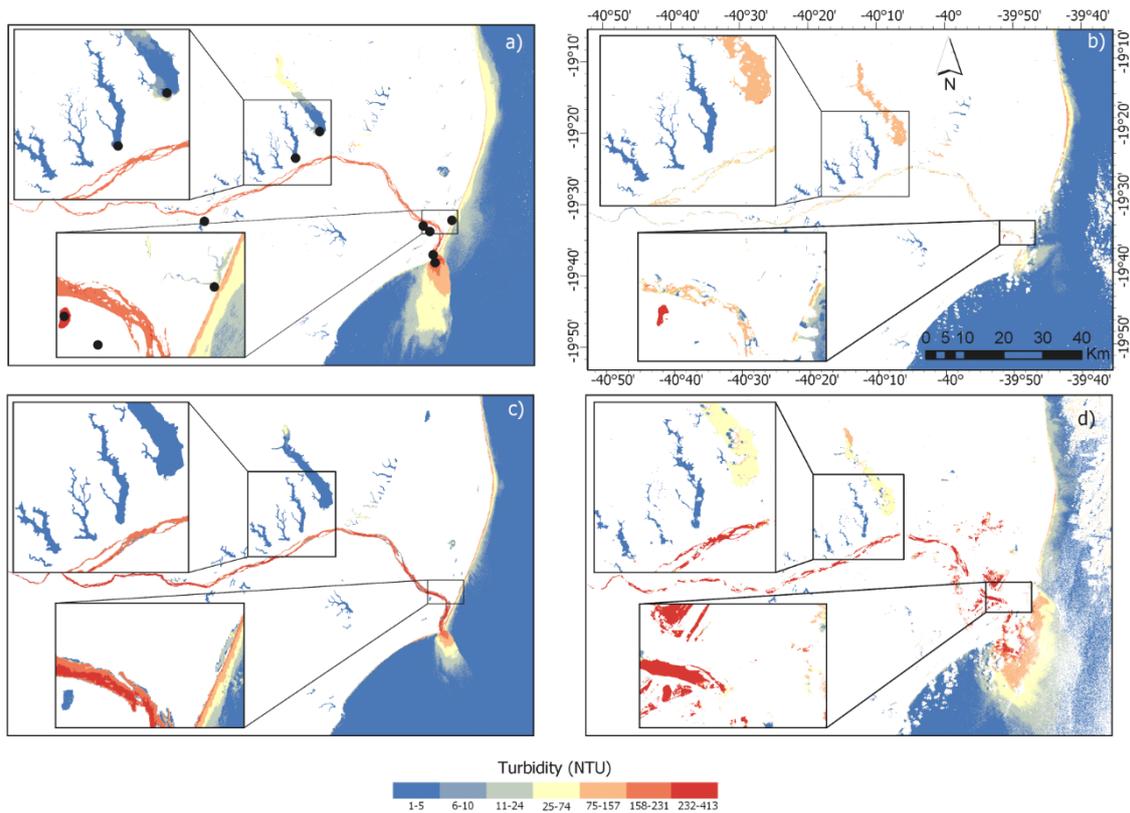


Figure 5.5- Turbidity maps of aquatic ecosystems in the LDRV and coastal ocean: a) February 11th, 2016; b) August 9th, 2016; c) February 25th, 2019; d) January 31st, 2020. Black dots indicate retrieved turbidity data for Table 2.

Table 5.2- Turbidity (NTU) retrieved from MSI S-2 images of the LDRV aquatic ecosystems on different fluvial discharge. Flow conditions, according to Oliveira and Quaresma (2017).

	Normal Flow (474 m ³ .s ⁻¹) February 11 th , 2016	Drought Condition (140 m ³ .s ⁻¹) Augusts 9 th 2016	Normal Flow (509 m ³ .s ⁻¹) February 25 th , 2019	Flood condition (2,331 m ³ .s ⁻¹) January 31 st , 2020
Limão Lake	0,1	0,1	0,1	1,3
Nova Lake	0,1	0,1	0,1	0,1
Juparanã Lake	30,0	83,3	9,2	32,7
Areão Lake	262,5	183,3	7,0	242,6
Areal Lake	132,6	2,1	-	240,0
Monsarás Lake	29,8	-	25,9	-
Doce River (E26)	346,9	140,9	160,0	214,1
Doce River mouth	351,5	149,6	153,0	248,1

Before the mine tailings spill, the retrieved turbidity from satellite imagery showed a high correlation with river flow at the river mouth ($R^2 = 0.95$) (Ruddorff et al., 2018). After the disaster, the turbidity and flow relationship of the Doce River was disrupted. In early January 2016, the turbidity reached 2,500 FNU with 250 m³.s⁻¹ while in late January 2016, during the flood, it decreased to 682 FNU at 3,555 m³.s⁻¹. Our measured turbidity and flow data at the Doce River site E21, from October 2018 to March 2020, has shown a correlation of $R^2 = 0.53$. Considering similar flows on February 11th, 2016 (474 m³.s⁻¹) and February 25th, 2019 (509 m³.s⁻¹), turbidity increased 2.3 folds (Table 2) during the pulse disturbance in comparison to the press disturbance. The double turbidity can be related to the resuspension of very fine sediments deposited on the seabed, mainly clay grains, in the inner shelf next to the river mouth (Quaresma et al., 2020). This trend was also found in the studies of Rudorff et al. (2018), Francini-Filho et al. (2019), and Coimbra et al., (2019).

The turbidity of 262 and 132 NTU at Lakes Areão and Areal on February 11th, 2016, was 1.02 lower and 1.82 higher than on January 31st, 2020, respectively. These values were much higher than the mean measured turbidity for the shallow lakes Areão and Areal, 5.1 and 26.1 NTU. The explanation for this increase is related to the intrusion of Doce River water during a flooding event. Lakes, particularly deep lakes, are sedimentary environments that provide a sink for terrigenous materials transported by hydrological flows, such as tributary rivers. Conversely, in shallow lakes ($Z_{\text{mean}} < 3.0\text{m}$), sediment resuspension by wind turbulence in the water column can remobilize surface sediments, particularly fine sediment grains.

Because of the mismatched satellite pass with low cloud cover and flood events, there were no MSI S-2 images for the flooded areas during pulse flood events (river flow $>3,187 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and fluvial level $> 520 \text{ cm}$). Figure 6 illustrates the flooded regions of the LDRV with the available fine and moderate spatial resolution remote sensing products, other than MSI S-2, for January 21st to 24th, 2016, and January 27th to 30rd, 2020. Figure 6a shows the Doce River intrusion in Lake Nova on January 25th, 2016, through the lake drainage river, overflowing a dam for lake level regulation. Right after this drone picture, the fluvial plume with mine tailings reached the first inflection of the longitudinal lake axis. Lake Nova is a deep Brazilian natural lake ($Z_{\text{max}} = 33.9 \text{ m}$ and $Z_{\text{mean}} = 14.7 \text{ m}$) that sinks intruded mining tailings during flooding events.

On January 26th, 2016, the fluvial intrusion occurred on Lake Esgoto Patromol at the N river margin and lake Cobra Verde on the S margin (Figure 6b). The tailings intrusion occurred through lakes drainage rivers on elevations of up to 30m of the alluvial areas. In February 2016, 97.5 NTU was detected in Esgoto de Patromol and 43.1 NTU in Cobra Verde, while in August 2016, these values decreased to 3.6 and 19.0 NTU, respectively. The intrusion of tailings could also have occurred in the Camargo lagoon, whose turbidity values fell from 20.1 to 0.1 NTU. At the coastal plain, flooded areas of late January 2020 are constrained to elevations lower than 5.0m (Figure 6c).

The connectivity of the alluvial and coastal plain lakes with the Doce River has not been described before. Therefore, the dispersion of mining tailings in alluvial and coastal lakes has not been defined yet. The lakes impacted by the intrusion of tailings can now be indicated for monitoring programs and effective remediation and restoration measures.

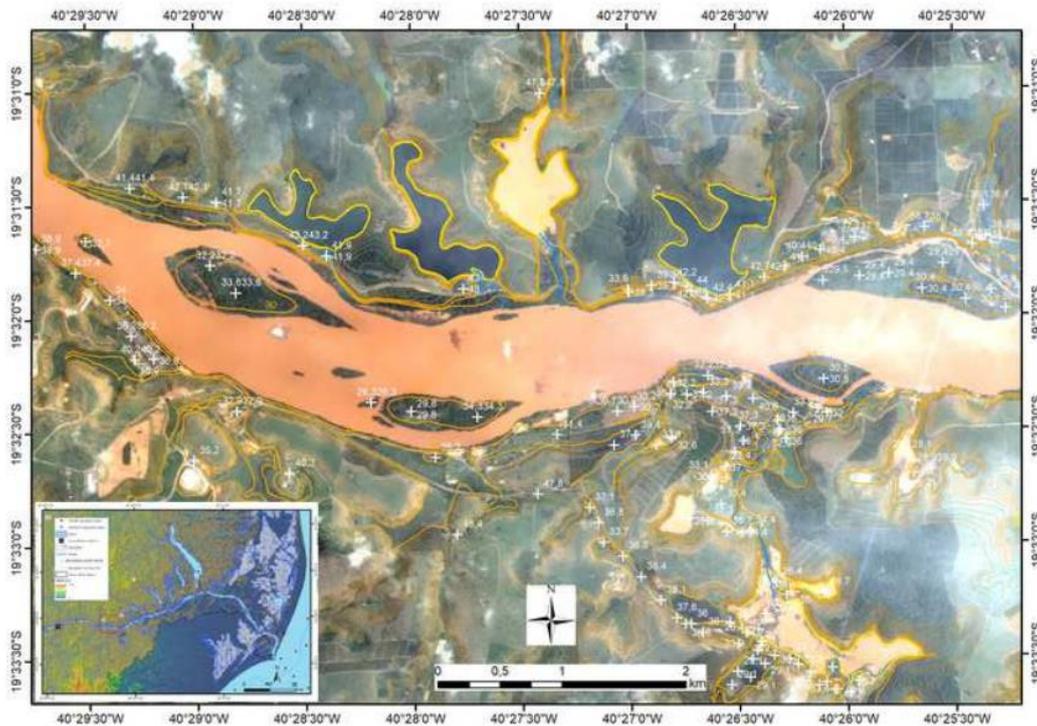


Figure 5.6- Remote sensing imagery of flood events in the LDRV: a) drone picture of the river water intrusion in the lower section of Lake Nova on January 25th, 2016 (photography by Bruno Sibilio Barra, Vertical Fun Images); b) PlanetScope image on January 26th, 2016 with fluvial water intrusion on alluvial lakes of Esgoto Patromol e Cobra Verde (Planet Team, 2017); c) RapidEye image on February 01st, 2020 with flooding of coastal plain and the flushing of Monsarás lagoon (Planet Team, 2017).

5.7.5 Turbidity in the estuarine plume

The DRB produces large amounts of sediment ($11.2 \times 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$) than other river basins on the E Brazilian coast (Lima et al., 2005). The core of the river plume shows a much higher spectral response, while its dilution with inner shelf waters produces a lower response. As a result of the tailing spill, more than $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ of slurries were released into the basin, increasing SPM 25 folds higher in the coastal waters (Schettini and Hatje, 2020). Although 2015 was dry with very low river flow (Figure 2), restraining the transport of materials seaward, the significant load of very fine clay particles with low settling rates kept particulate matter floating and dispersed by winds and currents (Quaresma et al., 2020).

Significant spatial differences in the estuarine plume size, shape, and water clarity are related to fluvial flow, tides, and wind conditions (Figure 7 and Table 3). The Doce River plume can be categorized into three types: the plume core itself, with turbidity higher than 200 NTU; the plume core mixed with inner shelf waters, with turbidity ranging from 100-199 NTU; and the inner shelf waters, with turbidity from 50-99 NTU (Figure 7).

The southward plume shape of February 11th, 2016, was observed for low flow conditions ($474 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and S winds ($8.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) (Figure 7a). The plume core was split into two tongues associated with the north and south mouths of the Doce River. Throughout this condition, the extended areas of plume core and plume core mixed with inner shelf waters were associated with suspended clay particles of the first flood event after the mining tailings spill. Turbidity reached 425 NTU at the river mouth, and 350 NTU at 1km seaward in the S and SW transects. The high turbidity is characteristic of the pulse phase of the mining tailing spill, even after two weeks of the slurry reaching coastal waters.

At the north of the river mouth, a turbid tongue with the resuspension of sediments occurs along the coastline. For Francini-Filho et al. (2019), winds can significantly influence river plume dispersion. In June 2016, with S winds of $9.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, these authors detected the dispersion of mining tailings towards N, reaching the Abrolhos bank 220 km distant.

In February 2019, due to the reduced fluvial discharge ($438 \pm 165 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), the plume core was virtually not detected, and turbidity was below 150 NTU. The inner shelf waters intrude in the lower section of the Doce River channel (Figure 7b). Resuspended fine sediments of terrigenous origin (Quaresma et al., 2015) can be imported from the adjacent seabed to the fluvial channel under lower discharge and high S winds.

On January 31st, 2020, the cloudy condition was challenging to classify and mensurate the estuarine plume. Nevertheless, a significant area of other shelf waters was mapped with turbidity ~ 25 NTU, probably related to the resuspension of terrigenous sediments (Figure 7c).

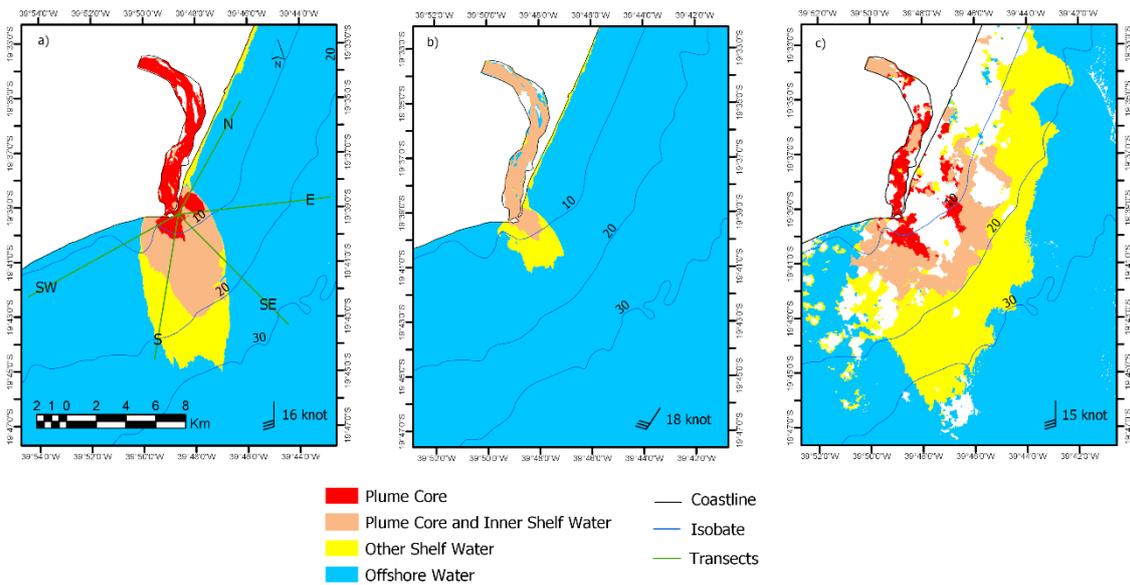


Figure 5.7- Characterization of the estuarine plume. Arrows show wind direction and intensity on the MSI S-2 image acquisition day. Plume core > 200 NTU. Plume core and inner shelf waters with turbidity ranging 100-199 NTU; other shelf water with the range of 50-99 NTU, and offshore water < 50 NTU. a) February 11th, 2016. b) February 25th, 2019. c) January 31st, 2020.

Table 5.3- Doce River estuarine plume regarding river flow, areas of plume classes, and oceanic-meteorologic conditions on February 11th, 2016, February 25th, 2019, and January 31st, 2020.

Remote sensing acquisition date	River flow (m ³ .s ⁻¹)	Wind direction	Wind intensity (knot)	Tide height (m)	Plume core (km ²)	Plume core and inner shelf waters (km ²)	Other shelf waters (km ²)
February 11 th , 2016	457	N	16	0.3	13.6	30.4	47.4
February 25 th , 2019	509	NE	18	0.3	0.0	13.5	17.8
January 31 st , 2020	2231	N	15	0.4	9.8	25.2	75.5

The regional monitoring of mining tailing on hydrological connected aquatic ecosystems of river basins requires intensive sampling to address spatial and temporal variability. The algorithm of highly correlated water clarity data and surface water reflectance makes remote sensing an accurate tool for monitoring complex OWTs, such as the LDRV.

5.8 Conclusions

The present study demonstrates the ability of the MSI S-2 data to estimate water quality parameters in highly heterogeneous optical aquatic ecosystems of the LDRV. With a spatial resolution of 10 m, a revisiting time of five days, and a spectral range from 425-1405 nm in 13 channels, the MSI S-2 is a promising platform for regional environmental monitoring of optical properties of inland and coastal aquatic ecosystems. It allows more essential details in analyzing LDRV small water bodies and wetlands for the intrusion of fluvial waters and transported materials.

The multiple linear regression to estimate surface turbidity from MSI S-2 data showed a robust prediction capacity, explaining 93% of the variability observed in the field. The high predictive power of our approach is suitable for assessing the scope of mining waste impacts, including inland and coastal waters. The estimate of water turbidity for high river flow shows the longitudinal fluvial-estuarine-marine connectivity and the lateral connectivity of the river, floodplain, and associated lakes. The dispersion of mining tailings was tracked down by identifying potential sink areas, such as alluvial and coastal lakes. Besides Lakes Areão, Areal, and Nova, the study indicated that Lakes Cobra Verde, Esgoto Patromol, and Camargo were also affected by mining tailings. The location of sink areas can contribute to effective monitoring programs and ecosystem remediation and restoration measures.

Supplementary material

Table S5.1- Field sampling dates and satellite imagery acquisition dates.

S2 sensing date	In situ sampling date	Difference in days	River water discharge (m ³ .s ⁻¹)	Sampling station ID
April 26, 2018	April 25, 2018	1	499	LJP-01; LJP-02; LJP-03; LMN-02
	April 26, 2018	0	504	SDN-30
June 25, 2018	June 27, 2018	2	327	LNV-01; LNV-02
	July 30, 2018	0	303	LNV-01; LNV-02; LNV-03
July 30, 2018	July 31, 2018	1	298	LJP-01; LJP-02; LJP-03
	October 23, 2018	0	264	E18; E19
October 23, 2018	October 24, 2018	1	259	E20
	November 27, 2018	1	785	E25
November 27, 2018	November 27, 2018	0	654	SD5-30
	January 16, 2019	0	339	SD-03; SD-04; SD-05
January 16, 2019	January 17, 2019	1	372	E18; E19
	February 20, 2019	0	601	SD5-20
February 20, 2019	February 20, 2019	0	601	SD5-20
March 17, 2019	March 18, 2019	1	417	E18; E23; E24; E25
April 21, 2019	April 21, 2019	0	541	SDN-13; SDN-30
May 6, 2019	May 6, 2019	0	297	SD-03; SD-04
May 21, 2019	May 21, 2019	0	394	LAL-01; LAO-01; LAO-02
June 15, 2019	June 15, 2019	0	236	SD-02; SD-01
June 20, 2019	June 20, 2019	0	231	LAO-02; LAL-01; LAO-01
	July 15, 2019	0	142	SD5-13; SD5-30
July 15, 2019	July 16, 2019	1	141	E18; E23; E24; E25
	August 9, 2019	0	146	SD-03; SD-04; SD-05
October 28, 2019	October 28, 2019	0	180	SDN-29; SDN-12
December 12, 2019	December 12, 2019	0	1077	SD-03
December 17, 2019	December 17, 2019	0	863	SDN-12; SDN-29; SDN-12

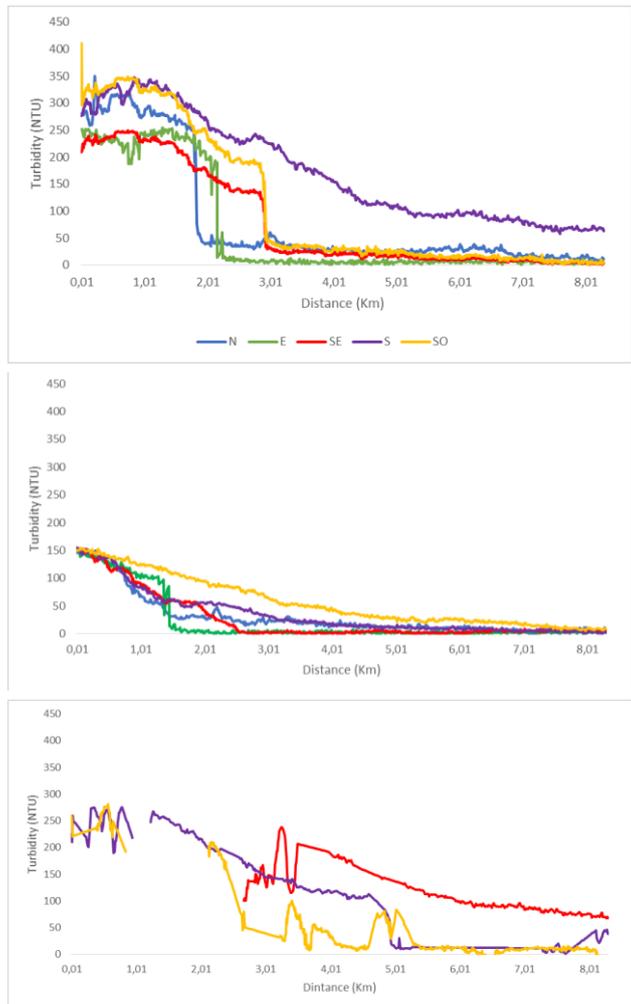


Figure S5.1 Turbidity (NTU) retrieval from profiles of the estuarine plume in the coastal ocean for a) February 11th, 2016. b) February 25th, 2019, and c) January 31st, 2020.

Capítulo VI

6. Conclusiones y Perspectivas

A partir de los resultados alcanzados en esta tesis, emerge la importancia de abordar la problemática de la hidroconectividad del continuo fluvio-marino de la CRD desde una mirada amplia, en correspondencia con la complejidad sistémica que se presenta entre las dimensiones climáticas, geomorfológicas, hidrológicas y antrópicas.

Lo anterior reviste suma importancia ya que el funcionamiento y equilibrio los ecosistemas acuáticos son fundamentales para recuperar y mantener la calidad ambiental del BRD. En este aspecto, la hidroconectividad cumple un rol central como nexo entre las diferentes extructuras que conforman el continuo fluvio lacustre marino, mostrándose fuertemente afectada por impactos antrópicos como por ejemplo la disminución de las descargas fluviales, contaminación de agua y suelos, drenaje de humedales, pérdida de biodiversidad, entre otros.

Los métodos propuestos en los diferentes capítulos, utilizan como fuente de datos y herramientas a las geotecnologías, que mostraron la capacidad de proveer información biofísica de gran utilidad y mecanismos de abordaje espaciotemporal para los ecosistemas acuáticos. Tal es así, que fenómenos que no habían sido previamente observados y documentados en la literatura, pudieron ser descritos en este trabajo.

En este marco, este estudio aportó información inédita a partir de tres enfoques integrados:

- La identificación y caracterización de los principales filtros fluviales como reguladores de los flujos hídricos.
- La detección y análisis espacio temporal de los humedales, cuerpos de agua permanentes y transitorios, como elementos clave de la hidroconectividad.
- El modelado de la turbidez del agua superficial, como indicador de los flujos de materiales en el continuo acuático fluvial-marino.

Dada la importancia que poseen los filtros fluviales en la dinámica de intercambio de materiales desde la cuenca alta hasta la costa, se orientó esta tesis hacia la detección, mapeo y análisis de diferentes estructuras que definen la hidroconectividad del sistema hídrico del BRD, como son las áreas sumideros, humedales, cuerpos de agua y planicie costera.

Al respecto de los intercambios de materiales que se suceden entre el lecho del río y las áreas sumidero como cuerpos de agua, paleocauces, humedales, canales artificiales, meandros abandonados y depresiones del terreno, se observa una interconexión regida por los pulsos del río. Los flujos horizontales desde el cauce hacia la planicie se dan en condiciones de desborde del canal principal, que a su vez está asociado a elevadas concentraciones de partículas de materiales arrastrados y resuspendidos por el elevado caudal.

Este trabajo se presenta como una de las primeras investigaciones que aborda la problemática del aporte de residuos mineros, provenientes de la catástrofe de Samarco S.A., a la planicie costera y a los cuerpos de agua adyacentes al río. De hecho, tanto a partir de los datos ópticos como SAR, es posible evidenciar de manera directa e indirecta respectivamente, la intrusión de estos residuos en los Lagos Esgoto de Patromol, Cobra Verde, Camargo y las Lagunas Nova, Areal, Areão y la planicie costera.

Del análisis de los resultados obtenidos, surge que existe un fuerte condicionamiento del régimen hídrico dado principalmente por los pulsos de inundación y sequía fluviales originados en la cuenca alta y media, observandose una contribución marginal de las lluvias locales en los procesos de conectividad del ecosistema acuático del BRD.

Con respecto a los resultados obtenidos a partir de la utilización de datos S1, se observó una elevada capacidad para discriminar cuerpos de aguas abiertos, tanto permanentes como transitorios, en variadas condiciones hidrográficas y meteorológicas. Sin embargo no es posible afirmar una alta precisión para la detección de humedales con vegetación emergente. Este aspecto fue uno de los principales limitantes para el mapeo de humedales, especialmente aquellos densamente cubiertos con *Typha domingensis*, ya que no se detectaron mecanismos de retrodispersión asociados, que dieran cuenta de la penetración

de la señal hasta la capa de agua. Lo anterior genera la necesidad de utilizar sensores que operen en longitudes de onda mayores (como la banda L), ya que tienen mayor posibilidad de penetración en coberturas vegetales densas, pudiendo mejorar los resultados alcanzados en el mapeo de los humedales.

El algoritmo implementado para estimar la turbidez fue desarrollado con éxito, a partir de un análisis multivariado, mostrando ser capaz de explicar el 93 % de la variabilidad observada. Este modelo fue validado con muy alta bondad de ajuste mostrando una robusta capacidad de predicción en diferentes condiciones de turbidez.

Estos resultados se mostraron muy satisfactorios en relación a las capacidades de los datos S2 para estimar la turbidez del agua superficial (NTU), en un sistema hidrológico con gran heterogeneidad en cuanto a la presencia de materiales suspendidos y disueltos que alteran esta variable. El análisis incluye el río, los lagos de los Tabuleiros Costeros, las lagunas de la planicie Cuaternaria y la pluma estuarina. Cabe mencionar que el modelo se aplicó con éxito para medir la turbidez, luego de la ruptura de la represa de la empresa San Marco, en diferentes condiciones de descarga del río y conectividad fluvial.

Los resultados de este trabajo aportan nueva información al respecto de la hidroconectividad del BRD, poniendo en evidencia importantes afectaciones causada por presiones antrópicas, que deben ser revertidas o minimizadas. Un ejemplo de esto son los humedales de planicie costera del BRD, como el Valle del Suruaca, que funciona como un importante filtro fluvial para el ecosistema de BRD y se encuentra ampliamente afectado por la canalización artificial y el actual uso del suelo.

Otro aspecto relevante que surge de este trabajo, es la importancia del monitoreo y análisis continuo del estado del ambiente en general y del sistema hídrico en particular, para poder contar con información de calidad, que sirva para tomar medidas sustentables enfocadas a la minimización de impactos y la recuperación de los ecosistemas dañados

Por ultimo cabe resaltar el importante rol que ocupan las geotecnologías para el análisis y monitoreo de los fenómenos asociados a la hidroconectividad de los

ecosistemas acuáticos, especialmente en ambientes tropicales de grandes dimensiones como la CRD.

7. Referencias Bibliográficas

- Adeli, S., Salehi, B., Mahdianpari, M., Quackenbush, L. J., Brisco, B., Tamiminia, H., & Shaw, S. (2020). Wetland monitoring using SAR data: A meta-analysis and comprehensive review. *Remote Sensing*, 12(14): 2190.
- Agencia Técnica Bacia do Rio Doce (1998). Plano Operacional 1998/99.
- Agyemang, I., McDonald, A., Carver, S., 2007. Application of the DPSIR framework to environmental degradation assessment in northern Ghana. *Nat. Resour. Forum* 31, 212–225.
- Ahtonen, P., Euro, M., Hallikainen, M., Solbø, S., & Johansen, B. & Solheim, I. (2004). SAR and optical based algorithms for estimation of water bodies. Technical report, FloodMan Project.
- Albino, J. (1999). Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).
- Ali, L. (2002). An integrated approach for the improvement of flood control and drainage schemes in the coastal belt of Bangladesh. Wageningen University and Research.
- Allan, M. G., Hamilton, D. P., Hicks, B. J., & Brabyn, L. (2011). Landsat remote sensing of chlorophyll a concentrations in central North Island lakes of New Zealand. *International Journal of Remote Sensing*, 32(7):2037-2055.
- Allan, M. G. and McBride, C. G. (2018). Remote sensing of water quality. In: Hamilton, D., Collier, K., Quinn, J. and Howard-Williams, C. *Lake restoration handbook: a New Zealand perspective* Springer International Publishing: 463-494.
- Alsdorf, D. E., Smith, L. C., & Melack, J. M. (2001). Amazon floodplain water level changes measured with interferometric SIR-C radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(2), 423-431.

Alvares, C.A., Stape, J.L., Sentelhas, P.C., Gonçalves, J.L. de M. and Sparovek, G. (2013). Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6): 711-728

Amoros, C., & Roux, A. L. (1988). Interaction between water bodies within the floodplains of large rivers: function and development of connectivity. *Münstersche Geographische Arbeiten*, 29(1):125-130.

ANA - Agência Nacional das Águas. (2016) Encarte Especial sobre a Bacia do Rio Doce Rompimento da Barragem em Mariana/MG / Conjuntura sobre os recursos hídricos no Brasil, Informe 2015; Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos – SPR Brasília – DF.

ANA – Agência Nacional de Águas, Bacias Hidrográficas do Atlântico Sul - Trecho Leste: sinopse de informações do Espírito Santo, Rio de Janeiro, Bahia e Sergipe (cd nº 4), Série: Sistema Nacional de Informações Sobre Recursos Hídricos, 2001. CDRROM.

ANA (2015). Encarte especial sobre a bacia do Rio Doce: rompimento da barragem de Mariana. Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil Brasília. SPR, A. N. d. Á.-A. S. d. P. d. R. H.-. 50

Andrades, R., Guabiroba, H. C., Hora, M. S. C., Martins, R. F., Rodrigues, V. L. A., Vilar, C. C., Giarrizzo, T. and Joyeux, J.-C. (2020). Early evidences of niche shifts in estuarine fishes following one of the world's largest mining dam disasters. *Marine Pollution Bulletin*, 154: 111073.

Baban, S. M. (1995). The use of Landsat imagery to map fluvial sediment discharge into coastal waters. *Marine Geology*, 123(3-4):263-270.

Bacoccoli, G., (1971), Os deltas marinhos holocênicos brasileiros. Uma tentativa de classificação. *Bol. Téc. Petrobrás*, 14: 5-38.

Baghdadi, N., Bernier, M., Gauthier, R., Neeson, I., 2001. Evaluation of C-band SAR data for wetlands mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 22(1):71-88.

Band, L. E. (1986). Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water resources research*, 22(1): 15-24.

Bandeira Jr., A.N.; Petri, S.; Suguio, K. (1975). Projeto Rio Doce (Relatório Final) – Petrobrás, CENPES, Rio de Janeiro.

Barbier, E. B. (2011). Wetlands as natural assets. *Hydrological Sciences Journal*, 56(8): 1360-1373.

Barbier, E.B., Hacker, S.D., Kennedy, C., Koch, E.W., Stier, A.C., Silliman, B.R., (2011). The value of estuarine and coastal ecosystem services. *Ecological Monographs*, 81, 169–193.

Barbosa, C.C.F., Novo, E.M.L., & Martins, V.S. (Eds.). (2019). *Introdução ao Sensoriamento Remoto de Sistemas Aquáticos: princípios e aplicações (Vol. 1)*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Barbosa, F.A.R., Alonso, L., Brito, M.C.W., Laureano, F.V., May, P., Sánchez L.E. and Kakabadse, Y. (2019). Risks of suppressing natural flows within a source-to-sea system: The case of Lake Juparanã, Espírito Santo State, Brazil. *Rio Doce Panel Issue Paper No. 3*. Gland, Switzerland: IUCN.

Barreto, P., Sartori, M., Dadalto, G. G., & do Cedagro, C. T. (2012). Levantamento de áreas agrícolas degradadas no Estado do Espírito Santo.

Barroso, G. F., & Mello, F. (2013). Compartimentação da paisagem e indicadores de pressões ambientais em ecossistemas lacustres e fluviais na região do Baixo Rio Doce (ES). *Anais do XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada*. Vitória, UFES. *XV Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada: Uso e Ocupação da Terra e as Mudanças das Paisagens*. Vitória (ES), 8.

Barroso, G. F., Garcia, F. D. C., Gonçalves, M. A., Martins, F. D. O., Venturini, J. C., Sabadini, S., ... & Bertoldi, L. (2012). Estudos integrados no sistema lacustre do baixo rio Doce (Espírito Santo). *I Seminário Nacional de Gestão Sustentável de Ecossistemas Aquáticos: Complexidade, Interatividade e Ecodesenvolvimento*, COPPE/UFRJ.

Barroso, G. F., Garcia, F. D. C., Gonçalves, M. A., Martins, F. D. O., Venturini, J. C., Sabadini, S., ... & Bertoldi, L. (2012). Estudos integrados no sistema lacustre do baixo rio Doce (Espírito Santo). *I Seminário Nacional de Gestão Sustentável*

de Ecossistemas Aquáticos: Complexidade, Interatividade e Ecodesenvolvimento, COPPE/UFRJ.

Barroso, G. F., Gonçalves, M. A. & Garcia, F. C. (2014). The Morphometry of Lake Palmas, a Deep Natural Lake in Brazil. PLOS ONE 9(11): e111469

Barroso, G. F., Garcia, F. d. C., Gonçalves, M. A., Martins, F. C. O., Venturini, J. C., Sabadini, S. d. C., Azevedo, A. K. d., Freitas, A. C. T. d. and Delazari-Barroso, A. (2012). Estudos integrados no sistema lacustre do Baixo Rio Doce (Espírito Santo). I Seminário Nacional de Gestão Sustentável de Ecossistemas Aquáticos: Complexidade, Interatividade e Ecodesenvolvimento, Arraial do Cabo, COPPE/UFRJ.

Barroso, G. F., Martins, F. C. O., Léllis, F. S. and Santana, S. E. (2012). Integrated river basin management: incorporating coastal zone issues. In: Bilibio, C., Hensel, O. and Selbach, J. F. Sustainable water management in the tropics and subtropics and case studies in Brazil. Jaguarão, Universidade Federal do Pampa / University of Kassel / Universidade Federal do Maranhão. 3: 831-872.

Barroso, G. F., Goncalves, M. A. and Garcia, F. C. (2014). The morphometry of Lake Palmas, a deep natural lake in Brazil. PLoS ONE. 9 (11): e111469.

Bastos, A. C., Dias, C. J., Fernandes, L. F. L., Ghisolfi, R. D., Neto, R. D., & Quaresma, V. S. (2016). Resultados Parciais das Análises Realizadas em Amostras Coletadas na Plataforma Adjacente a Foz do Rio Doce: Embarque NOc. Vital de Oliveira.

Bayley, P. B. (1995). Understanding large river: floodplain ecosystems. BioScience, 45(3): 153-158.

Behari, J. (2005). Conclusion and Future Challenges in Remote Sensing. *Microwave Dielectric Behavior of Wet Soils*, 139-146.

Belsley, D. A., Kuh, E., & Welsch, R. E. (2005). Regression diagnostics: Identifying influential data and sources of collinearity (Vol. 571). John Wiley & Sons.

- Betbeder, J., Rapinel, S., Corgne, S., Pottier, E., Hubert-Moy, L. (2015). TerraSAR-X dual-pol time-series for mapping of wetland vegetation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 107, 90-98.
- Bezerra, F. H., Amaro, V. E., Vita-Finzi, C., & Saadi, A. (2001). Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1): 61-75.
- Bianchi, T. S., Pennock, J. R., & Twilley, R. R. (Eds.). (1998). *Biogeochemistry of Gulf of Mexico estuaries*. John Wiley & Sons.
- Billen, G. (1991). N, P, and Si retention along the aquatic continuum from land to ocean. *Ocean margin processes in global change*, 251-280.
- Blasco, F., Bellan, M. F., & Chaudhury, M. U. (1992). Estimating the extent of floods in Bangladesh using SPOT data. *Remote Sensing of Environment*, 39(3): 167-178.
- Boland, D. H. (1976). Trophic classification of lakes using landsat-1 (ERTS-1) multispectral scanner data. US Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Corvallis Environmental Research Laboratory, Assessment and Criteria Development.
- Bonanse, M., Ledesma, M., Bazán, R., Ferral, A., German, A., O'Mill, P., Rodrigues, C. and Pinotti, L. (2019). Evaluating the feasibility of using Sentinel-2 imagery for water clarity assessment in a reservoir. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102265.
- Bottino, F., Milan, J. A. M., Cunha-Santino, M. B., & Bianchini Jr, I. (2017). Influence of the residue from an iron mining dam in the growth of two macrophyte species. *Chemosphere*, 186, 488-494.
- Bourgeau-Chavez, L. L., Smith, K. B., Brunzell, S. M., Kasischke, E. S., Romanowicz, E. A., Richardson, C. J. 2005. Remote sensing of regional inundation patterns and hydroperiod in the greater Everglades using synthetic aperture radar. *Wetlands*, 25:176-191

Bozelli, R., Estevez, F., Ronald, F., Suzuki, M. (1992) Padrões de funcionamento das lagoas do Baixo Rio Doce: variáveis abióticas e clorofila a (Espírito Santo, Brasil). *Acta limnologica Brasiliensia*, 4:13-31

Brezonik, P., Menken, K. D., & Bauer, M. (2005). Landsat-based remote sensing of lake water quality characteristics, including chlorophyll and colored dissolved organic matter (CDOM). *Lake and Reservoir Management*, 21(4):373-382.

Bricalli, L. L., & Mello, C. L. (2013). Padrões de lineamentos relacionados a litoestrutura e fraturamento neotectônico (estado do espírito santo,-se do brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 14(3).

Brito, M. C. W., Barbosa, F. A. R., May, P., Maroun, C., Renshaw, J., Sánchez, L. E. and Kakabadse, Y. (2021). Source-to-sea and landscape approaches: integrating water quality and biodiversity conservation towards the restoration of the Rio Doce watershed. Rio Doce Panel Thematic. Gland, International Union for Conservation of Nature - IUCN.

Brivio, P. A., Colombo, R., Maggi, M., & Tomasoni, R. (2002). Integration of remote sensing data and GIS for accurate mapping of flooded areas. *International Journal of Remote Sensing*, 23(3): 429-441.

Bruzzone L., Marconcini M., Wegmüller U., Wiesmann A., (2004). An advanced System for automatic classification of multitemporal SAR images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(6):1321-1333.

Buarque, D. C., Fan, F. M., Paz, A. R. D., & Collischonn, W. (2009). Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. *Rbrh: revista brasileira de recursos hídricos*. Porto Alegre, RS. Vol. 14, n. 2 (abr./jun. 2009), p. 91-103.

Cahoon D.R., Hensel, P.F., Spencer, T., Reed, D.J., McKee, K.L., Saintilan, N., 2006. Coastal wetland vulnerability to relative sea-level rise: wetland elevation trends and process controls. In: Verhoeven, J.T.A., Beltman, B., Bobbing, R., Whigham, D.F. (Eds.), *Wetlands and Natural Resource Management*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 271–292

Campos, A. P. M. (2011). Análise da variabilidade espacial e temporal da pluma do rio doce (ES) através de sensoriamento remoto. Vitória, Brasil.

Cao, Z., Ma, R., Duan, H., & Xue, K. (2019). Effects of broad bandwidth on the remote sensing of inland waters: Implications for high spatial resolution satellite data applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 153, 110-122.

Carvalho, L.M.V., Jones, C.; Liebmann, B. 2004. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate* 17:88-108.

Castilho, A.S., Silva, E.A. and Rodrigues, V.V. (1999). Estimativa do período de retorno associado às cotas de alerta de inundação e de grandes cheias na bacia do Rio Doce. Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 13. https://www.cprm.gov.br/sace/conteudo/doce_artigos/artigo1999.pdf

Castro, V. L. L. D. (2000). Águas subterrâneas no curso inferior da bacia do rio Doce/RN-subsídios para um gerenciamento integrado (Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo).

CBH Doce (1998). Plano Operacional 1998/99.

Chamundeeswari, V. V., Singh, D., & Singh, K. (2009). An analysis of texture measures in PCA-based unsupervised classification of SAR images. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(2):214-218.

Charou, E., Stefouli, M., Dimitrakopoulos, D., Vasiliou, E., & Mavrantza, O. D. (2010). Using remote sensing to assess impact of mining activities on land and water resources. *Mine Water and the Environment*, 29(1), 45-52. <https://doi.org/10.1007/s10230-010-0098-0>

Chuvieco, E. (2006). Teledetección ambiental: la observación de la Tierra desde el espacio. Ed Ariel.

Chuvieco, E. (2016). Fundamentals of satellite remote sensing: An environmental approach. CRC press.

Coelho, A. L. N. (2006). Situação hídrico-geomorfológica da bacia do rio doce com base nos dados da série histórica de vazões da estação de colatina- es. Caminhos de geografia. Revista on line <http://www.ig.ufu.br/revista/caminhos.html> ISSN 1678-6343

Coelho, A. L. N. (2007). Alterações hidrogeomorfológicas no médio-baixo Rio Doce (ES). Geografia. Niterói, Universidade Federal do Espírito Santo. Doutorado.

Coelho, A. L. N. (2009). Bacia hidrográfica do Rio Doce (MG/ES): uma análise socioambiental integrada. Geografares.

Coelho; Cunha; Deina (2014). Tansbordamento das águas do rio Doce na planície deltaica em dezembro de 2013. Disponible em <http://www.sinageo.org.br/2014/trabalhos/6/6-134-55.html>

Cohen, M. C. L., França, M. C., Rossetti, D. d. F., Pessenda, L. C. R., Giannini, P. C. F., Lorente, F. L., Buso-Junior, A. A., Castro, D. and Macario, K. (2014). Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 415(SI): 48-58.

Coimbra, K.T.O., Alcântara, E. and Filho, C.R. de S. (2020a). Satellite evidence for pervasive water eutrophication in the Doce River reservoirs following the collapse of the Fundão dam in Brazil. *Environmental Pollution*, 272: 116014. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.116014>

Coimbra, K.T.O., Alcântara, E. and Filho, C.R. de S. (2020b). Possible contamination of the Abrolhos reefs by Fundão dam tailings, Brazil: New constraints based on satellite data. *Science of The Total Environment*, 733(1): 138101. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.138101>

Conley, D. J. (2002). Terrestrial ecosystems and the global biogeochemical silica cycle. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(4): 68-1.

CPRM Serviço Geológico do Brasil. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas SF24 (Vitória) e SE 24 (Rio Doce), escala 1:1.000.000. 2004.

https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/bitstream/handle/doc/4998/sf24_Vitoria.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Crossland, C. J., Kremer, H. H., Lindeboom, H., Crossland, J. I. M., & Le Tissier, M. D. (Eds.). (2005). Coastal fluxes in the Anthropocene: the land-ocean interactions in the coastal zone project of the International Geosphere-Biosphere Programme. Springer Science & Business Media.

Crossland, C.J., Baird, D., Ducrotoy, J.P. and Lindeboom, H.J. (2005). The coastal zone: a domain of global interactions. In: Crossland, C.J., Kremer, H.H., Lindeboom, H.J., Marshall, J.I., Marshall-Crossland, J.J. and Tissier, M.D.A. Coastal fluxes in the Anthropocene. Berlin, Springer: 1-37.

Crutzen, P. J. (2006). The “anthropocene”. In Earth system science in the anthropocene (pp. 13-18). Springer, Berlin, Heidelberg.

Cumming, I. G., & Wong, F. H. (2005). Digital processing of synthetic aperture radar data. Artech house, 1(3): 111-231.

Cunha, A. P. M. A., Zeri, M., Leal, K. D., Costa, L., Cuartas, L. A., Marengo, J. A., Tomasella, J., Vieira, R. M., Barbosa, A. A., Cunningham, C., Garcia, J. V. C., Broedel, E., Alvalá, R. and Ribeiro-Neto, G. (2019). Extreme Drought Events over Brazil from 2011 to 2019. Atmosphere, 10(11): 642.

Cupolillo, F., de Abreu, M. L., & Vianello, R. L. (2008). Climatologia da bacia do rio Doce e sua relação com a topografia local. Revista Geografias, 45-6

Curlander, J. C., & McDonough, R. N. (1991). Synthetic aperture radar (Vol. 11). Wiley, New York.

Curran, P. J. (1985). Principles of remote sensing. Longman Inc.

Davranche, A., Lefebvre, G., & Poulin, B. (2010). Wetland monitoring using classification trees and SPOT-5 seasonal time series. Remote sensing of environment, 114(3):552-562.

de Lima Oliveira, A., Cassalho, F., Rodrigues, C. C. F., de Souza, J., Arcanjo, T. S. K., & Kampel, M. (2019). Doce river plume after the dam collapse: assessment

based on cbers-4/mux sensor. Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto

De Luca, G., Silva, J. M., & Modica, G. (2021). A workflow based on Sentinel-1 SAR data and open-source algorithms for unsupervised burned area detection in Mediterranean ecosystems. *GIScience & Remote Sensing*, 58(4): 516-541.

de Souza Santos, G., Silva, E. E. C., Barroso, G. F., Pasa, V. M. D., & Eskinazi-Sant'Anna, E. M. (2022). Do metals differentiate zooplankton communities in shallow and deep lakes affected by mining tailings? The case of the Fundão dam failure (Brazil). *Science of The Total Environment*, 806, 150493.

De Zan F. & Guarnieri A.M (2006). TOPSAR: terrain observation by progressive scans. *IEEE Trans Geosci Remote Sens.* 44, (9): 2352–2360.

Dev, P. J., Sukenik, A., Mishra, D. R. and Ostrovsky, I. (2022). Cyanobacterial pigment concentrations in inland waters: Novel semi-analytical algorithms for multi- and hyperspectral remote sensing data. *Science of The Total Environment*: 150423.

Dhodhi, M. K., Saghri, J. A., Ahmad, I., & Ul-Mustafa, R. (1999). D-ISODATA: A distributed algorithm for unsupervised classification of remotely sensed data on network of workstations. *Journal of Parallel and Distributed Computing*, 59(2): 280-301.

dos Santos Vergilio, C., Lacerda, D., da Silva Souza, T., de Oliveira, B. C. V., Fioresi, V. S., de Souza, V. V., ... & de Rezende, C. E. (2021). Immediate and long-term impacts of one of the worst mining tailing dam failure worldwide (Bento Rodrigues, Minas Gerais, Brazil). *Science of The Total Environment*, 756, 143697.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Súmula da 10 Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro:1979. 83p. (Embrapa-SNLCS. Micelânea, 1).

ESA 2020. Science Toolbox Exploitation Platform (SANP). Available online <http://step.esa.int/main/download/snap-download/> (accessed on 28th September 2020)

EUMETSAT/OSI SAF. 2018. MetOp-A ASCAT Level 2 25-km Ocean Surface Wind Vector Climate Data Record. Ver. 1.0. PO.DAAC, CA, USA. Dataset accessed on March 3th 2020 at https://doi.org/10.15770/EUM_SAF_OSI_0006

Evans, T., Costa, M., Telmer, K., Silva, T., 2010. Using ALOS/PALSAR and RADARSAT-2 to map land cover and seasonal inundation in the Brazilian Pantanal. *Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3-4: 560-575.

Ferreira, C. F., & Uagoda, R. E. S. (2020). Um panorama sobre mapeamentos de dolinas no Brasil, feições elementares do carste. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 13(1): 302-321.

França, M. C., Cohen, M. C. L., Pessenda, L. C. R., Rossetti, D. d. F., Lorente, F. L., BusoJunior, A. A., Guimarães, J. T. F., Friaes, Y. and Macario, K. (2013). Mangrove vegetation changes on Holocene terraces of the Doce River, southeastern Brazil. *Catena* 110: 59-69

Francini-Filho, R. B., Cordeiro, M. C., Omachi, C. Y., Rocha, A. M., Bahiense, L., Garcia, G. D., ... & de Almeida, D. Q. (2019). Remote sensing, isotopic composition and metagenomics analyses revealed Doce River ore plume reached the southern Abrolhos Bank Reefs. *Science of The Total Environment*, 697, 134038.

Fundación RENOVA (2019) Programa de Monitoramento Quali-Quantitativo Sistemático de Água e Sedimentos – PMQQS Relatório Trimestral Simplificado. Disponível em <https://www.fundacaorenova.org/wp-content/uploads/2019/07/relatorio-trimestral-simplificado-pmqqs-mai-19.pdf>

García-Ruiz, J., Lasanta, T., & Alberto, F. (1997). Soil erosion by piping in irrigated fields. *Geomorphology*, 20(3-4): 269-278.

Gitelson, A. A., Dall’Olmo, G., Moses, W., Rundquist, D. C., Barrow, T., Fisher, T. R., ... & Holz, J. (2008). A simple semi-analytical model for remote estimation

of chlorophyll-a in turbid waters: Validation. *Remote Sensing of Environment*, 112(9):3582-3593.

Godfrey, Andrew E., Benjamin L. Everitt, and José F. Martín Duque. "Episodic sediment delivery and landscape connectivity in the Mancos Shale badlands and Fremont River system, Utah, USA." *Geomorphology* 102.2 (2008): 242-251.

Gonçalves, M. A., Garcia, F. C. and Barroso, G. F. (2016). Morphometry and mixing regime of a tropical lake: Lake Nova (Southeastern Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(3): 1341-1356.

Gonzalez Bernaldez, F., 1981. *Ecologia y Paisaje*. Colección Ciencias de la Naturaleza. H. Blume Ediciones. Madrid.

Gordon, H.R., and A. Morel (1983). Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review, *Lectures notes on coastal and estuarine studies*, 4, Springer-Verlag, New York (USA).

Granit, J., Liss Lymer, B., Olsen, S., Tengberg, A., Nömmann, S., & Clausen, T. J. (2017). A conceptual framework for governing and managing key flows in a source-to-sea continuum. *Water Policy*, 19(4):673-691.

Green, P. A., Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Galloway, J. N., Peterson, B. J., & Boyer, E. W. (2004). Pre-industrial and contemporary fluxes of nitrogen through rivers: a global assessment based on typology. *Biogeochemistry*, 68(1):71-105.

Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., ... & Zarfl, C. (2019). Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature*, 569(7755):215-221.

Guerra, C. B., & Barbosa, F. A. (1996). *Programa de educação ambiental na Bacia do Rio Piracicaba*. Belo Horizonte: UFMG.

Guo, M., Li, J., Sheng, C., Xu, J., & Wu, L. (2017). A review of wetland remote sensing. *Sensors*, 17(4):777.

Guo, Q., Pu, R., Li, J., & Cheng, J. (2017). A weighted normalized difference water index for water extraction using Landsat imagery. *International journal of remote sensing*, 38(19): 5430-5445.

Gürbüz, A., & Gürbüz, E. (2022). Remote sensing approaches for mapping Quaternary deposits: A synthesis. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 103128.

Håkanson, L. (2005). The importance of lake morphometry for the structure and function of lakes. *International Review of Hydrobiology*, 90(4): 433-461.

Håkanson, L. (2006). Suspended particulate matter in lakes, rivers, and marine systems (p. 331). Caldwell, New Jersey: Blackburn Press.

Harvey, A. M. (2001). Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42(2-4):225-250.

Hatje, V., Pedreira, R. M. A., De Rezende, C. E., Schettini, C. A. F., De Souza, G. C., Marin, D. C. and Hackspacher, P. C. (2017). The environmental impacts of one of the largest tailing dam failures worldwide. *Scientific Reports*, 7: 1-13.

Hatshika, R. S., Mello, C. L., & Silva, C. G. (2005). Evidências de Atuação Neotectônica na Formação do Lago Juparana–Linhares (ES). In Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (Vol. 10).

Hatshika, R. S., Silva, C. G., & Mello, C. L. (2007). Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES-Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. *Revista Brasileira de Geofísica*, 25(4): 433-442.

Henderson, F.M., Lewis, A.J., (2008). Radar detection of wetland ecosystems: a review. *International Journal of Remote Sensing*, 29(20): 5809-5835.

Horner-Devine, A. R., Hetland, R. D., & MacDonald, D. G. (2015). Mixing and transport in coastal river plumes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 47, 569-594.

IBAMA (2015). Laudo Técnico Preliminar: Impactos ambientais decorrentes do desastre envolvendo o rompimento da barragem de Fundão, em Mariana, Minas Gerais.

IEMA (2011). Referencias técnicas. Disponible en https://geobases.static.es.gov.br/public/map_es_2012_2015/map_es_2012_2015_referencia_tecnica.pdf

IEMA – Instituto Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos Mapeamento ES (2012). Extraído el 9 octubre de 2019, de <https://geobases.es.gov.br/links-para-mapas1215>.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. Retrieved october 09, 2019, from <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/estacoesAutomaticas>.

Jaramillo, F., Brown, I., Castellazzi, P., Espinosa, L., Guittard, A., Hong, S. H., Rivera-Monroy, V. R., Wdowinsk, S., 2018. Assessment of hydrologic connectivity in an ungauged wetland with InSAR observations. *Environmental Research Letters*, 13(2): 024003.

Jaybhay, J., & Shastri, R. (2015). A study of speckle noise reduction filters. *signal & image processing: An international Journal (SIPIJ)*, 6(3): 71-80.

Jolliffe, I. T., & Cadima, J. (2016). Principal component analysis: a review and recent developments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 374(2065): 20150202.

Junk, W.J. (1989). Flood tolerance and tree distribution in central Amazonian floodplains. - In: Holmnielsen, L.B., Nielsen, L.C. & Balslev, H. (Eds.): *Tropical forests: botanical dynamics, speciation and diversity*: 47-64. Academy Press, London.

Junk W.J., Bayley P.B. & Sparks R.E. (1989) The flood pulse concept in river-floodplains systems. *Canadian Special Publications of Fisheries and Aquatic Sciences*, 106, 110–127.

Junk, W. J. (2002). Long-term environmental trends and the future of tropical wetlands. *Environmental conservation*, 29(4):414-435.

- Junk, W.J., Piedade, M.T.F., Lourival, R., Wittmann, F. Kandus, P., Lacerda, L.D., Bozelli, R.L., Esteves, F.A., Da Cunha, C.N., Maltchik, L., Schöngart, J., Schaeffer-Novelli, Y., Agostinho, A. A., (2014). Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 24:5-22.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., & Schirmer, M. (2006). Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(6):873-887.
- Kasischke, E.S., Melack, J.M., Dobson, M.C., 1997. The use of imaging radars for ecological applications — a review. *Remote Sensing of Environment*, 59:141–156.
- Klemas, V. (2011). Remote sensing of wetlands: case studies comparing practical techniques. *Journal of Coastal Research*, 27(3):418-427.
- Koch, M., Schmid, T., Reyes, M., & Gumuzzio, J. (2012). Evaluating full polarimetric C-and L-band data for mapping wetland conditions in a semi-arid environment in Central Spain. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5(3): 1033-1044.
- Kossoffa, D., Dubbinb, W. E., Alfredssonc, M., Edwardsd, S. J., Mackline, M. G. and Hudson-Edwardsa, K. A. (2014). Mine tailings dams: Characteristics, failure, environmental impacts, and remediation. *Applied Geochemistry*, 51: 229–245.
- Kuhn, C., de Matos Valerio, A., Ward, N., Loken, L., Sawakuchi, H. O., Kampel, M., & Butman, D. (2019). Performance of Landsat-8 and Sentinel-2 surface reflectance products for river remote sensing retrievals of chlorophyll-a and turbidity. *Remote Sensing of Environment*, 224, 104-118.
- Lanfri, S. (2011). Desarrollo de una metodología para la detección de cuerpos de agua mediante el análisis de imágenes SAR COSMO SkyMed y de DEMs (Doctoral dissertation, Master's thesis, Universidad Nacional de Córdoba).
- Lang, M.W., Kasischke, E. S. (2008). Using C-band synthetic aperture radar data to monitor forested wetland hydrology in Maryland's coastal plain, USA. *Remote Sensing of Environment*, 112: 3898-3907.

- Lani, J. (1998). Deltas do rio Doce e Itapemirim: solos, com ênfase nos tiomórficos, água e impacto ambiental do uso. Viçosa, MG: UFV, 1998. 169p (Doctoral dissertation, Tese (doutorado)-Universidade Federal de Viçosa).
- Lani, J.L., Rezende, S.B., Sartain, J.B., Lani, J.A. and Nascimento, P.C., 2007. "Desertos químicos" na região do delta do rio Doce (ES). In: Menezes, L. F.T., Pires, F.R. and Pereira, O.J. Ecossistemas costeiros do Espírito Santo: conservação e restauração. Vitória, EDUFES: 119-131
- Lani, J. L., De Rezende, S. B., Sartain, J. D., & Lani, J. A. (2009). Águas da região do delta do Rio Doce com ênfase no vale do Suruaca, Linhares-ES. Geografares.
- Lee, Jong-Sen, (1981). Refined Filtering of Image Noise Using Local Statistics. *Computer Graphics and Image Processing*. 15, 380-389.
- Lee, J. S., & Pottier, E. (2017). *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*. CRC press.
- Legleiter, C. J., Manley, P. V., Erwin, S. O. and Bulliner, E. A. (2020). An experimental evaluation of the feasibility of inferring concentrations of a visible tracer dye from remotely sensed data in turbid rivers. *Remote Sensing*, 12(1): 57.
- Lehner, B., Verdin, K., & Jarvis, A. (2008). New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(10):93-94.
- Lesschen, J. P., Schoorl, J. M., & Cammeraat, L. H. (2009). Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology*, 109(3-4):174-183.
- Lihan, T., Saitoh, S. I., Iida, T., Hirawake, T., & Iida, K. (2008). Satellite-measured temporal and spatial variability of the Tokachi River plume. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 78(2):237-249.
- Lima, J. E. F. W., Lopes, W. T. A., Carvalho, N. O., Vieira, M. R. and Silva, E. M. (2005). Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *IAHS-AISH Publication*, 291.: 355-363.

Lima, R., P.C., Silva, D. D., Moreira, M. C., Passos, J. B. M. C., Coelho, C. D. and Elesbon, A. A. A., (2019). Development of an annual drought classification system based on drought severity indexes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 91(1): e20180188.

Lima, A. T., Bastos, F. A., Teubner, F. J., Neto, R. R., Cooper, A. and Barroso, G. F. (2020). Strengths and weaknesses of a hybrid post-disaster management approach: the Doce River (Brazil) mine-tailing dam burst. *Environmental Management*, 65: 711–724.

Lima, A. T., Bastos, F. A., Teubner Junior, F. J., Neto, R. R., Gomes, H. I. and Barroso, G. F. (2021). Doce river large-scale environmental catastrophe: Decision and policy-making outcomes. In: A.A.R., I. *Environment and development: Challenges, policies and practices*, Palgrave Macmillan, Cham 133-173.

Liu, C. A., Chen, Z. X., Yun, S. H. A. O., Chen, J. S., Hasi, T., & PAN, H. Z. (2019). Research advances of SAR remote sensing for agriculture applications: A review. *Journal of integrative agriculture*, 18(3):506-525.

Longhini, C., Mahieu, L., Sá, F., van den Berg, C. M. G., Salaün, P. and Neto, R. R. (2020). Coastal waters contamination by mining tailings: What triggers the stability of iron in the dissolved and soluble fractions? *Limnology and Oceanography*, 66(1): 171-187.

Lucas, R., Costa, M., (2018). Remote sensing instruments: sensor types relevant to wetland. In: Finlayson, C.M., Everard, M., Irvine, K., McInnes, R.J., Middleton, B.A., Dam, A.A. v. and Davidson, N.C. *The wetland book: I Structure and function, management, and methods*, Springer.

Lumbroso, D., Collell, M. R., Petkovsek, G., Davison, M., Liu, Y., Goff, C. and Wetton, M. (2020). DAMSAT: An eye in the sky for monitoring tailings dams. *Mine Water and the Environment*.

Lyra, B. U., Rigo, D., (2019). Deforestation impact on discharge regime in the Doce River Basin. *Ambiente e Agua-An Interdisciplinary Journal of Applied Science*, v. 14, n. 4, p. 110.

Magris, R. A., Marta-Almeida, M., Monteiro, J. A., & Ban, N. C. (2019). A modelling approach to assess the impact of land mining on marine biodiversity: Assessment in coastal catchments experiencing catastrophic events (SW Brazil). *Science of The Total Environment*, 659, 828-840.

Mahdianpari, M., Salehi, B., Mohammadimanesh, F. and Motagh, M., (2017). Random forest wetland classification using ALOS-2 L-band, RADARSAT-2 C-band, and TerraSAR-X imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 130, 13-31.

Main-Knorn, M., Pflug, B., Louis, J., Debaecker, V., Müller-Wilm, U., & Gascon, F. (2017). Sen2Cor for sentinel-2. In *Image and Signal Processing for Remote Sensing XXIII* (Vol. 10427, p. 1042704). International Society for Optics and Photonics.

Manavalan, R. (2017). SAR image analysis techniques for flood area mapping-literature survey. *Earth Science Informatics*, 10(1): 1-14.

Marta-Almeida, M., Mendes, R., Amorim, F. N., Cirano, M., & Dias, J. M. (2016). Fundão Dam collapse: Oceanic dispersion of River Doce after the greatest Brazilian environmental accident. *Marine pollution bulletin*, 112(1-2): 359-364.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Archanjo, J.D. (1996a). Coastal quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3): 389-404.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L. and Bittencourt, A.C.S.P. (1996b). Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(3): 303-452.

Martin, L., Suguio, K., Dominguez, J. M., & Flexor, J. M. (1997). *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. CPRM, Belo Horizonte, 2.

Matthews, M. W. (2011). A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *International Journal of Remote Sensing*, 32(21): 6855-6899.

- McFeeters, S. K. 1996. "The Use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the Delineation of Open Water Features." *International Journal of Remote Sensing* 17 (7): 1425– 1432.
- McLusky, D. S., & Elliott, M. (2004). *The estuarine ecosystem: ecology, threats and management*. Oxford University Press on Demand.
- Meade, R. H. (1988). Movement and storage of sediment in river systems. In *Physical and chemical weathering in geochemical cycles* (pp. 165-179). Springer, Dordrecht.
- Meybeck, M. (2002). Riverine quality at the Anthropocene: Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River. *Aquatic Sciences*, 64(4), 376-393.
- Meybeck, M., & Vörösmarty, C. (2004). Fluvial filtering of land-to-ocean fluxes: from natural Holocene variations to Anthropocene. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1-2):107-123.
- Miller, M., Ghisolfi, R. & Barroso, G. (no prelo). Remote sensing monitoring of mining tailings in the fluvial-estuarine-coastal ocean continuum of the Lower Doce River Valley (Brazil). *Environmental Monitoring and Assessment*.
- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology*, 100(5):525-544.
- Milliman, J. D., & Farnsworth, K. L. (2013). *River discharge to the coastal ocean: a global synthesis*. Cambridge University Press.
- Mitsch, W.J. Gosselink, J.G., (1993). *Wetlands*. New York, Van Nostrand Reinhold Company.
- Mitsch, W. J., & Gosselink, J. G. (2000). The value of wetlands: importance of scale and landscape setting. *Ecological economics*, 35(1):25-33.
- Mitsch, W. J., Gosselink, J. G., Zhang, L., & Anderson, C. J. (2009). *Wetland ecosystems*. John Wiley & Sons.

Mleczko, M., & Mróz, M. (2018). Wetland mapping using sar data from the sentinel-1a and tandem-x missions: A comparative study in the biebrza floodplain (Poland). *Remote Sensing*, 10(1), 78.

Mulder, T., & Syvitski, J. P. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3): 285-299.

Musa, Z. N., Popescu, I., & Mynett, A. (2015). A review of applications of satellite SAR, optical, altimetry and DEM data for surface water modelling, mapping and parameter estimation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(9): 3755-3769.

Myers, V. I., Heilman, M. D., Lyon, R. J. P., Namken, L. N., & Simonett, D. (1970). Soil, water, and plant relations. *Soil, water, and plant relations*.

Nascimento, P. D. (2004). Gênese dos solos Hidromórficos no Estado do Espírito Santo, com ênfase na matéria orgânica e no enxofre. 2004. 165 f (Doctoral dissertation, Tese (Doutorado)–Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa-MG).

Neiff, J. J. (1999). El régimen de pulsos en ríos y grandes humedales de Sudamérica. *Tópicos sobre humedales subtropicales y templados de Sudamérica*, 229, 99-103.4.

Nelson, S.A.C., Cheruvilil, K.S. and Soranno, P.A. (2006). Satellite remote sensing of freshwater macrophytes and the influence of water clarity. *Aquatic Botany*, 85(4): 289-298.

Nicolodi, J. L., & Petermann, R. M. (2010). Mudanças Climáticas e a Vulnerabilidade da Zona Costeira do Brasil: Aspectos ambientais, sociais e tecnológicos. *Revista de Gestão Costeira Integrada*, 10(2):151-177

Nobre, C.A., Marengo, J.A., Seluchi, M. E., Cuartas, L.A. and Alves, L.M., (2016). Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. *Journal of Water Resource and Protection*, 8(2): 252-262.

Novo, E. M. L. (2010). Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. Blucher, 178p
217

Nunes, F. C., da Silva, E. F., & Vilas-Boas, G. D. S. (2011). Grupo Barreiras: características, gênese e evidências de neotectonismo. Embrapa Solos-Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento (INFOTECA-E).

O'Callaghan J & Mark D (1984), The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*. Vol. 28, pp. 323-344.

Ogashawara, I., Mishra, D. and Gitelson, A.A. (2017). Remote sensing of inland waters: background and current state-of-the-art. In: Mishra, D., Ogashawara, I. and Gitelson, A.A. (eds.). *Bio-optical modeling and remote sensing of inland waters*, Elsevier: 332p.

Oliveira, K. S. S., & da Silva Quaresma, V. (2017). Temporal variability in the suspended sediment load and streamflow of the Doce River. *Journal of South American Earth Sciences*, 78: 101-115.

Omachi, C. Y., Siani, S. M. O., Chagas, F. M., Mascagni, M. L., Cordeiro, M., Garcia, G. D., Thompson, C. C., Siegle, E. and Thompson, F. L. (2018). Atlantic Forest loss caused by the world's largest tailing dam collapse (Fundão Dam, Mariana, Brazil). *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 12: 30-34.

Ottinger, M., & Kuenzer, C. (2020). Spaceborne L-Band Synthetic Aperture Radar Data for Geoscientific Analyses in Coastal Land Applications: A Review. *Remote Sensing*, 12(14): 2228.

Ouled Sghaier, M., Hammami, I., Foucher, S., & Lepage, R. (2018). Flood extent mapping from time-series SAR images based on texture analysis and data fusion. *Remote sensing*, 10(2): 237.

Palmer, S. C., Kutser, T., & Hunter, P. D. (2015). Remote sensing of inland waters: Challenges, progress and future directions. *Remote sensing of inland waters: Challenges, progress*.

Parmuchi, M.G., Karszenbaum, H., Kandus, P. 2002. Mapping wetlands using multi-temporal RADARSAT-1 data and decision-based classifier. *Canadian Journal Remote Sensing*, 28 (2): 175-188.

- Peixoto, A. L., Silva, I. M., Pereira, O. J., Simonelli, M., Jesus, R. D., & Rolim, S. G. (2008). Tabuleiro forests north of the Rio Doce: their representation in the Vale do Rio Doce natural reserve, Espírito Santo, Brazil. *Memoirs of the New York Botanical Garden*, 100, 319-350.
- Phinn, S. R., Stow, D. A., & Van Mouwerik, D. (1999). Remotely sensed estimates of vegetation structural characteristics in restored wetlands, Southern California. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(4):485-493.
- Piola, A. R., Romero, S. I., & Zajaczkovski, U. (2008). Space–time variability of the Plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research*, 28(13):1556-1567.
- Planet Team (2017). Planet Application Program Interface: In Space for Life on Earth. San Francisco, CA. <https://api.planet.com>
- Poole, G. C. (2010). Stream hydrogeomorphology as a physical science basis for advances in stream ecology. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1): 12-25.
- Pope, K.O., Rejmankova, E., Paris, J.F., Woodruff, R. (1997). Detecting seasonal flooding cycles in marshes of the Yucatan Peninsula with SIR-C polarimetric radar imagery. *Remote Sensing of Environment*, 59:157-166.
- Portuguez, A. P. (2010). Geografía humana del bajo rio Doce. Clube de Autores.
- Proisy, C., Mougin E., Fromard, F., Karam, M.A. (2000). Interpretation of polarimetric radar signatures of mangrove forests. *Remote Sensing of Environment*, 71: 56-66.
- Tsai, Y. L. S., Dietz, A., Oppelt, N., & Kuenzer, C. (2019). Remote sensing of snow cover using spaceborne SAR: A review. *Remote Sensing*, 11(12): 1456.
- Quaresma, V. d. S., Bastos, A. C., Leite, M. D., Costa Jr., A., Caiado, R., Grilo, C. F., Zogheib, L. and Oliveira, K. S. (2020). The effects of a tailing dam failure on the sedimentation of the eastern Brazilian inner shelf. *Continental Shelf Research*, 205: 104172.

Queiroz, H. M., Nóbrega, G. N., Ferreira, T. O., Almeida, L. S., Romero, T. B., Santaella, S. T., ... & Otero, X. L. (2018). The Samarco mine tailing disaster: A possible time-bomb for heavy metals contamination?. *Science of the Total Environment*, 637, 498-506.

Radambrasil Volume 34, Levantamento de Recursos Naturais - Folha SE.24 Rio Doce; Rio de Janeiro. IBGE, 1987 b.

Ramsar, 1971. Convention on wetlands. Ramsar, Iran. <https://www.ramsar.org>.

Richards, J. A., & Richards, J. A. (1999). *Remote sensing digital image analysis* (Vol. 3, pp. 10-38). Berlin et al.: Springer.

Richards, J.A. (2009). *Remote Sensing with Imaging Radar*, Springer. Chapter 1

Rose, K.C.; Greb, S.R.; Diebel, M. and Turner, M.G. (2017). Annual precipitation regulates spatial and temporal drivers of lake water clarity. *Ecological Applications*, 27(2):632-643. <https://doi.org/10.1002/eap.1471>

RRDM/FEST (2019) Programa de Monitoramento da Biodiversidade Aquática da Área Ambiental I – Porção Capixaba do Rio Doce e Região Marinha e Costeira Adjacente. RELATÓRIO ANUAL: Anexo 3 – Análise abiótica e biótica no Ambiente Dulcícola Discussão Integrada. Disponível em http://www.ibama.gov.br/phocadownload/cif/notas-tecnicas/CT-BIO/2019/nt_ctbio_rrdm_rel_anual_rt18_discussaointegradas_19.pdf

Rudorff, N., Rudorff, C. M., Kampel, M., & Ortiz, G. (2018). Remote sensing monitoring of the impact of a major mining wastewater disaster on the turbidity of the Doce River plume off the eastern Brazilian coast. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 145, 349-361.

Sá, F., Longhini, C. M., Costa, E., S., Silva, C. A., Caiado, R., Gomes, L. E. d. O., Lima, A. T., Bernardino, A. F. and Neto, R. R. (2021). Time-sequence development of metal(loid)s following the 2015 dam failure in the Doce river estuary, Brazil. *Science of The Total Environment*, 769: 144532.

Salinas, J. B. G., Eggerth, M. K. P., Miller, M. E., Meza, R. R. B., Chacaltana, J. T. A., Acuña, J. R., & Barroso, G. F. (2020). Wetland Mapping With Multitemporal Sentinel Radar Remote Sensing In the Southeast Region Of Brazil. In 2020 IEEE 220

Latin American GRSS & ISPRS Remote Sensing Conference (LAGIRS) (pp. 669-674). IEEE.

Salvia, M., Franco, M., Grings, F., Perna, P., Martino, R., Karszenbaum, H., & Ferrazzoli, P. (2009). Estimating flow resistance of wetlands using SAR images and interaction models. *Remote Sensing*, 1(4): 992-1008.

Santana, S. E., & Barroso, G. F. (2014). Integrated ecosystem management of river basins and the coastal zone in Brazil. *Water resources management*, 28(14):4927-4942.

SCDV. Secretaría del Convenio sobre la Diversidad Biológica (2014), *Perspectiva Mundial sobre la Diversidad Biológica 4*. Montreal, 155 páginas.

Scheffer, M. (1998). *Ecology of shallow lakes*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.

Schettini, C. A. F. and Hatje, V. (2020). The suspended sediment and metals load from the Mariana's tailing dam failure to the coastal sea. *Integrated Environmental Assessment and Management*, 16(5): 661-668.

Schowengerdt, R. A. (2006). *Remote sensing: models and methods for image processing*. Elsevier.

Schultz, B. (2000). Integration of drainage, flood control and water management in deltaic and tidal zones. In *Role of drainage and challenges in 21st century*. Vol. II. Proceedings of the Eighth ICID International Drainage Workshop, New Delhi, India, 31 January-4 February 2000. (pp. 1-17). International Commission on Irrigation and Drainage.

Schumann, G., Di Baldassarre, G., & Bates, P. D. (2009). The utility of spaceborn radar to render flood inundation maps based on multialgorithm ensembles. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Society*, 47(8):2801–2807.

Segura, F. R., Nunes, E. A., Paniz, F. P., Paulelli, A. C. C., Rodrigues, G. B., Braga, G. Ú. L. & Batista, B. L. (2016). Potential risks of the residue from Samarco's mine dam burst (Bento Rodrigues, Brazil). *Environmental Pollution*, 218, 813-825.

Senthilnath, J., Shenoy, H. V., Rajendra, R., Omkar, S. N., Mani, V., & Diwakar, P. G. (2013). Integration of speckle de-noising and image segmentation using Synthetic Aperture Radar image for flood extent extraction. *Journal of earth system science*, 122(3): 559-572.

Sentinel-1 Algorithms. Google Earth Engine API. Google Developers. Available online: <https://developers.google.com/earth-engine/sentinel1> (accessed on 01 November 2019).

Shi, J., Wang, J., Hsu, A. Y., O'Neill, P. E., & Engman, E. T. (1997). Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-band SAR image data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(5): 1254-1266.

Silva Junior, C. A. d., Coutinho, A. D., Oliveira-Júnior, J. F. d., Teodoro, P. E., Lima, M., Shakir, M., Gois, G. d. and Johann, J. A. (2018). Analysis of the impact on vegetation caused by abrupt deforestation via orbital sensor in the environmental disaster of Mariana, Brazil. *Land Use Policy*, 76: 10-20.

Simioni, J. P. D., Guasselli, L. A., Nascimento, V. F., Ruiz, L. F. C., & Belloli, T. F. (2020). Integration of multi-sensor analysis and decision tree for evaluation of dual and quad-Pol SAR in L-and C-bands applied for marsh delineation. *Environment, development and sustainability*, 22(6): 5603-5620.

Singh, M., & Kaur, G. (2011). SAR image classification using PCA and texture analysis. In *International Conference on Advances in Information Technology and Mobile Communication* (pp. 435-439). Springer, Berlin, Heidelberg.

Smith, L. C. (1997). Satellite remote sensing of river inundation area, stage, and discharge: A review. *Hydrological processes*, 11(10): 1427-1439.

Smith, R. C., & Baker, K. S. (1978). The bio-optical state of ocean waters and remote sensing. *Limnology and Oceanography*, 23(2):247-259.

SNAP - ESA Sentinel Application Platform v.7.0, <http://step.esa.int>

SNIRH, 2020. Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos. Portal HidroWeb. Disponible online: <https://www.snirh.gov.br/> ultimo acceso en diciembre de 2020

Solbø, S., Malnes, E., Guneriussen, T., Solheim, I., & Eltoft, T. (2003). Mapping surface-water with Radarsat at arbitrary incidence angles. In IGARSS 2003, Toulouse, France.

Solbø, S., Pettinato, S., Paloscia, S., Santi, E., Brusotti, P., & Solheim, I. (2004). Mapping of flooding in the alessandria area with ERS. In IGARSS 2004, volume 3. Strasbourg, France.

Song, Y. S., Sohn, H. G., & Park, C. H. (2007). Efficient water area classification using Radarsat-1 SAR imagery in a high relief mountainous environment. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 73(3): 285-296.

Souza, A. P. D., Teodoro, P. E., Teodoro, L. P. R., Taveira, A. C., Oliveira-Júnior, J. F., Della-Silva, J. L., Baio, F. H. R., Lima, M. and Junior, C. A. S. (2021). Application of remote sensing in environmental impact assessment: a case study of dam rupture in Brumadinho, Minas Gerais, Brazil. *Environmental Monitoring and Assessment*, 193: 606.

Souza, C. J. D. O. (1995). Interpretação morfotectônica da bacia do Rio Doce. Belo Horizonte-MG, IGC/UFMG (Dissertação de Mestrado).

Souza, J. R., Sielski, L. H., Krause, M., Souza, B. S., Brandão, G. P., Albino, J., & Carneiro, M. T. W. D. (2022). The influence of beach geology and morphodynamics on chemical pollution assessments following a mining accident. *Marine Pollution Bulletin*, 174, 113230.

Souza, W. F. L., & Knoppers, B. (2011). Fluxos de água e sedimentos a costa leste do Brasil: relações entre a tipologia e as pressões antrópicas. *Geochimica Brasiliensis*, 17(1):57-74.

Souza, W. F. L., Medeiros, P. R. P., Brandini, N. and Knoppers, B. (2011). Impactos de barragens sobre os fluxos de materiais na interface continente-oceano. *Revista Virtual de Química*, 3(2): 116-128.

Spyrakos, E.; O'Donnell, R.; Hunter, P.D.; Miller, C.; Scott, M.; Simis, S.G.H.; Neil, C.; Barbosa, C.C.F.; Binding, C.E.; Bradt, S.; Bresciani, M.; Dall'Olmo, G.; Giardino, C.; Gitelson, A.A.; Kutser, T.; Li, L., Matsushita, B.; Martinez-Vicente, V.; Matthews, M.W.; Ogashawara, I.; Ruiz-Verdú, A.; Schalles, J.F.; Tebbs, E.; Zhang, Y. and Tyler, A.N. (2018). Optical types of inland and coastal waters. *Limnology and Oceanography*, 63(2):846–870.

Stallard, R. F. (1998). Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global biogeochemical cycles*, 12(2): 231-257.

Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38: 913-920.

Strauch, N. (1955). A bacia do rio Doce: estudo geográfico. Serviço Gráfico do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

Suguio K., Martin Louis, Dominguez J.M.L. (1982). Evolução da planície costeira do rio Doce (ES) durante o quaternário : influencia das flutuações do nível do mar. In : Suguio K. (ed.), Meis M.R. Mousinho de (ed.), Tessler M.G. (ed.). Atas do quarto simposio do quaternário no Brasil. Rio de Janeiro : CTCQ-SBG, p. 93-116. Simposio do Quaternário no Brasil, 4., Rio de Janeiro (BRA), 1981/07/27-31.

Suguio, K. and Kohler, H.C. (1992). Quaternary Barred Lake Systems of the Rio Doce (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 64: 183–191.

Syvitski, J. P., & Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938): 957-975.

Tan, C. P., Koay, J. Y., Lim, K. S., Ewe, H. T., & Chuah, H. T. (2007). Classification of multi-temporal SAR images for rice crops using combined entropy decomposition and support vector machine technique. *Progress In Electromagnetics Research*, 71: 19-39.

Tavus, B., Kocaman, S., Gokceoglu, C., & Nefeslioglu, H. A. (2018). Considerations on the use of sentinel-1 data in flood mapping in urban areas:

ankara (turkey) 2018 floods. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*.

Taylor, P. D., Fahrig, L., Henein, K., & Merriam, G. (1993). Connectivity is a vital element of landscape structure. *Oikos*, 571-573.

Temme, A. J., Schoorl, J. M., & Veldkamp, A. (2006). Algorithm for dealing with depressions in dynamic landscape evolution models. *Computers & Geosciences*, 32(4): 452-461.

Tiner, R.W., Lang, M. W., & Klemas, V.V., 2015. *Remote sensing of wetlands: applications and advances*. CRC press.

Tockner, K., & Stanford, J. A. (2002). Riverine flood plains: present state and future trends. *Environmental conservation*, 29(3):308-330.

Townsend, P. A. (2001). Mapping seasonal flooding in forested wetlands using multi-temporal Radarsat SAR. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 67(7):857-864.

Townshend, J. R., and C. Justice. 1986. Analysis of the Dynamics of African Vegetation Using the Normalized Difference Vegetation Index. *International Journal of Remote Sensing* 7 (11): 1435– 1445.

Treitz, P. M., & Howarth, P. J. (1999). Hyperspectral remote sensing for estimating biophysical parameters of forest ecosystems. *Progress in Physical Geography*, 23(3):359-390.

Tyler, A. N., Hunter, P. D., Spyrakos, E., Groom, S., Constantinescu, A. M. and Kitchen, J. (2016). Developments in Earth observation for the assessment and monitoring of inland, transitional, coastal and shelf-sea waters. *Science of The Total Environment*, 572:1307-1321.

Wegmüller, U., Wiesmann, A., Strozzi, T., & Werner, C. (2002, August). Forest mapping with multi-temporal SAR. In *Proceedings of ForestSAT'02 Conference* (pp. 5-9).

- Ulaby, F. T., Aslam, A., & Dobson, M. C. (1982). Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, (4): 476-481.
- Uudeberg, K., Ansko, I., Põru, G. and Ansper, A. (2019). Using optical water types to monitor changes in optically complex inland and coastal waters. *Remote Sensing*, 11(19):2297.
- Valeriano, M. D. M. (2003). Mapeamento da declividade em microbacias com sistemas de informação geográfica. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 7, 303-310.
- Valiela, I. (2009). *Global coastal change*. John Wiley & Sons.
- Van Rijn, L. C. (1993). *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas* (Vol. 1006). Amsterdam, Aqua Publications.
- Van Zyl, J. J. (2011). *Synthetic aperture radar polarimetry* (Vol. 2). John Wiley & Sons.
- Vannote, R. L., Minshall, G. W., Cummins, K. W., Sedell, J. R., & Cushing, C. E. (1980). The river continuum concept. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, 37(1):130-137.
- Vieira, V. S., Silva, M. A., Corrêa, T. R., & Lopes, N. H. B. (2018). Mapa geológico do estado do Espírito Santo. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. Disponible en <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>
- Viglio, E. P. & Cunha, F. G. D. (2016). *Atlas geoquímico da bacia do rio Doce: Minas Gerais e Espírito Santo*.
- Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., & Syvitski, J. P. (2003). Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, 39(1-2):169-190.
- Vörösmarty, C. J., & Meybeck, M. (2004). Responses of continental aquatic systems at the global scale: new paradigms, new methods. In *Vegetation, water, humans and the climate*. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 375-413

- Walker, N. D., Wiseman Jr, W. J., Rouse Jr, L. J., & Babin, A. (2005). Effects of river discharge, wind stress, and slope eddies on circulation and the satellite-observed structure of the Mississippi River plume. *Journal of Coastal Research*, 21(6), 1228-1244.
- Walling, D. E. (1999). Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. In *Man and river systems*. J. Garnier & J.-M. Mouchel (eds) (pp. 223-240). Springer, Dordrecht.
- Walling, D. E. (2006). Human impact on land–ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*, 79(3-4): 192-216.
- Ward, J. (1998). Riverine landscapes: biodiversity patterns, disturbance regimes, and aquatic conservation. *Biological conservation*, 83(3):269-278.
- Ward, J.V., & Stanford, J.A. (1995). The serial discontinuity concept: extending the model to floodplain rivers. *Regulated Rivers: Research & Management*, 10(2-4):159-168.
- Wei, S.; Zhang, H.; Wang, C.; Wang, Y.; Xu, L. MultiTemporal SAR Data Large-Scale Crop Mapping Based on UNet Model. *Remote Sens.* 2019, 11, 68.
- Ward, J. V., Tockner, K., Arscott, D. B. and Claret, C. (2002). Riverine landscapes diversity. *Freshwater Biology*, 47(4):517-539. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2427.2002.00893.x>
- Wei, S.; Zhang, H.; Wang, C.; Wang, Y.; Xu, L. (2019). Multi-Temporal SAR Data Large-Scale Crop Mapping Based on U-Net Model. *Remote Sens.*, 11, 68.
- Wen, Z., Zhang, C., Shao, G., Wu, S., & Atkinson, P. M. (2021). Ensembles of multiple spectral water indices for improving surface water classification. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 96, 102278.
- Wetzel, R.G. (2001). *Limnology: lake and river ecosystems*. New York, Academic Press.
- White, M. E., & ME, W. (1978). Reservoir surface area from Landsat imagery.

Wolanski, E. and Spagnol, S. (2000). Environmental degradation by mud in tropical estuaries. *Regional Environmental Change*, 1(3-4): 14-27.

Work, E. A., & Gilmer, D. S. (1976). Utilization of satellite data for inventorying prairie ponds and lakes. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 42(5): 685-694.

Xenopoulos, M. A., Downing, J. A., Kumar, M. D., Menden-Deuer, S., & Voss, M. (2017). Headwaters to oceans: Ecological and biogeochemical contrasts across the aquatic continuum. *Limnology and Oceanography*, 62(S1):S3-S14.

Xie, H., Luo, X., Xu, X., Pan, H., & Tong, X. (2016). Evaluation of Landsat 8 OLI imagery for unsupervised inland water extraction. *International Journal of Remote Sensing*, 37(8):1826-1844.

Xu, H. 2006. "Modification of Normalised Difference Water Index (NDWI) to Enhance Open Water Features in Remotely Sensed Imagery." *International Journal of Remote Sensing* 27 (14): 3025– 3033.

Yommy, A. S., Liu, R., & Wu, S. (2015, August). SAR image despeckling using refined Lee filter. In *2015 7th International Conference on Intelligent Human-Machine Systems and Cybernetics* (Vol. 2, pp. 260-265). IEEE.

Zakeri, H., Yamazaki, F., & Liu, W. (2017). Texture analysis and land cover classification of Tehran using polarimetric synthetic aperture radar imagery. *Applied Sciences*, 7(5): 452.

Zalasiewicz, J., Williams, M., Smith, A., Barry, T. L., Coe, A. L., Bown, P. R., ... & Stone, P. (2008). Are we now living in the Anthropocene?. *Gsa Today*, 18(2): 4.

Zalewski, M. (2000). Ecohydrology-the scientific background to use ecosystem properties as management tools toward sustainability of water resources. *Ecological engineering*, 16(1): 1-8.

Zăvoianu, I. (1985). *Morphometry of drainage basins* Academic Press.

Zhai, K., Wu, X., Qin, Y., & Du, P. (2015). Comparison of surface water extraction performances of different classic water indices using OLI and TM imageries in different situations. *Geo-spatial Information Science*, 18(1): 32-42.

Zhang, L., Li, B., Wang, B. (2019). Sentinel 1 Image Character Analysis for Mapping Wetland Vegetation. 1-4. 10.

Zon, C. (2008). Influencia de drenagem sobre solos orgânicos e parâmetros de qualidade de água. Estudo de caso: "Vale do Suruaca", delta do Rio Doce. 2008. 108p (Tesis de Maestría)

Zorzal-Almeida, S., Souza, K. B. D., Santana, L. M., Endlich, B. G., Fadul-Souza, B., Jesus, D. B. D., ... & Fernandes, V. D. O. (2021). Periphytic algal flora of the lower Doce river basin after ore tailings flow, Espírito Santo State, Brazil: Sampling design and methods. *Hoehnea*, 48.