Universidad Nacional Agraria La Molina

Escuela de Post Grado





Maestría en Recursos Hídricos Orientación en

Ingeniería de Recursos Hídricos

INFORME DE AVANCE DE TESIS

Titulo:

"DETERMINACIÓN DE LOA SÓLIDOS EN SUSPENSIÓN EN LOS RÍOS DE LA AMAZONIA PERUANA MEDIANTE IMÁGENES SATELITALES MODIS"

Autor:

Raúl Espinoza Villar

Resumen

Actualmente se vienen realizando mediciones de concentración de sedimentos en los principales ríos de la amazonía peruana por el proyecto HyBam. A pesar del gran trabajo que se viene realizado aun no se cuenta con una data confiable del transporte de sedimentos por diferentes problemas.

El presente trabajo muestra una nueva metodología para la medición de sedimentos en superficie aplicada por primera vez en los principales ríos de la amazonía peruana. Se pretende determinar la correlación entre los valores de la concentración de sólidos en suspensión de superficie en las estaciones hidrométrica de Tamshiyacu en el río Amazonas, San Regis y Borja en el río Marañon con la concentración obtenida a partir del porcentaje reflectancia de las imágenes satelitales MODIS.

Los datos de campo son muestras tomadas cada 10 días en cada estación por un observador local y luego se determina la concentración de sedimentos en el laboratorio por filtrado.

Se realizo la comparación utilizando 4 tipos de imágenes MODIS: las obtenidas del Satélite Terra de 250 m (MOD09Q1) y de 500 m (MOD09A1) de resolución espacial y los captados del satélite Aqua de 250 m (MYD09Q1) y 500 m (MYD09A1) de resolución espacial. Se calculo el porcentaje de reflectancia de las bandas Roja (648 nm) e Infrarroja cercana (858 nm) para cada una de estas imágenes y correlacionarlos con los valores de concentración de sedimentos.

Se obtuvo mejores resultados con la banda infrarroja cercana. Las imágenes con las cuales se obtuvo mejores resultados fue la de TERRA 250 m. con la cual se obtuvieron valores de r² hasta de 0.76 en la estación de Tamshiyacu.

De esta manera será posible completar los datos en las estaciones desde el año 2000 (fecha desde la cual se encuentran disponibles las imágenes satelitales); corregir o completar datos

faltantes en las series ya existentes o crear estaciones virtuales en zonas alejadas o inaccesibles.

I. <u>INTRODUCCIÓN</u>

El presente estudio se realiza en los ríos de la cuenca amazónica peruana, La cuenca del Amazonas, más importante de los ríos del Planeta en términos de superficie absorbida y producción, cubre 6.112.000 km² (cerca del 5% de las tierras surgidas) y establece al Atlántico un volumen de agua de 209 000 m³/s que representa alrededor un 15% de las contribuciones hídricas a los océanos. (Moliner et al., 1996). La cuenca Amazónica deposita en el océano atlántico aproximadamente de 600 – 800 millones de toneladas al año y a la salida del territorio peruano, en la estación de Tabatinga los aportes de sedimentos son estimados en 400 – 500 millones de toneladas por año (*Filizola*, 2003).

Diversos problemas ambientales son relacionados con el transporte de sedimentos los cuales en general contienes arcillas con propiedades cohesivas, los sedimentos cohesivos son capases de transportar diversos contaminantes, la floculación y deposición de materia suspendida tiene un efecto importante sobre la calidad de las aguas pues estos sedimentos son responsables de la transparencia del agua, y por lo tanto de la biota. La turbulencia de los ríos mantiene los sedimentos finos permanentemente en suspensión. Sin embargo en escenarios con menor intensidad de turbulencia, como en ambientes marinos y en estuarios en general, los sedimentos encuentran condiciones propicias para la deposición y de esta manera el lecho de estas zonas son el depósito final de los sedimentos (Trento, 2005)

Es de gran importancia conocer la cantidad de sedimentos que se transportan por los ríos debido principalmente a la calidad de sus aguas, conociendo estos datos y la geoquímica de los sedimentos se puede manejar de mejor manera los recursos hídricos así como muchos de los recursos biológicos que están ligados a la cantidad de sedimentos en las aguas.

El Río Amazonas transporta gran cantidad de sedimentos tanto de fondo como en suspensión, estos sedimentos vienen de las zonas altas andinas y son transportadas al océano atlántico, la cantidad transportada de Material En Suspensión (MES) en el río Amazonas (estación Tamshiyacu) es de 413 x10⁶ ton/año (Guyot *et al.*, 2007).

En el la amazonía peruana no se tienen muchos precedentes de estudios del transporte de sedimentos en los ríos amazónicos, recién el proyecto HYBAM (Hydro-géodynamique du Bassin Amazonien, Hidrología y Geodinámica de la Cuenca Amazónica) que se crea a través de un convenio entre el IRD (Institut de Recherche pour le Dévelopement, Instituto de Investigación para el desarrollo) e instituciones locales como el SENAMHI y la Universidad Nacional Agraria La Molina, viene haciendo estudios de transporte de sedimentos y la influencia de los andes en los sólidos transportados por los ríos de la amazonía peruana teniendo una red de estaciones en los principales ríos de la amazonía

A pesar del gran periodo de trabajo que se viene realizado por el programa HYBAM, aun se tienen dificultades en obtener una base de datos confiables ya sea por problemas de observador, ubicación de la estación u otros. Siempre se tienen valores que no corresponden a la zona ni a la época de muestreo, por esto es necesario tener una serie paralela para poder comprobar que los cambios ocurridos son reales o se deben a una variación del tipo de medición.

En el presente trabajo pretende validar la medición de MES por medio de imágenes satelitales usando como patrón los datos de MES de la red ORE-HYBAM y posteriormente extender las series temporales y crear estaciones virtuales en otros ríos.

En una imagen multiespectral se observa que las superficies de agua se ven oscuras, esto se debe a la baja reflectancia, En estas zonas la reflectancia no supera el 20%, lo que resulta en bajos valores de radiación registrada por el sensor de los que 85% a 90% -resultan de procesos en la atmósfera, siendo así somete de 10 a 15% de la señal registrada por el sensor remoto. Respecto a la información del cuerpo de agua capta solo una pequeña fracción corresponde a la columna de agua ya que gran parte es reflejada en la superficie. Esta información es característica del color del agua, que depende de la concentración de constituyentes óptimamente activos (Barbosa 2005)

Otra peculiaridad de la aplicación de sensoramiento remoto en sistemas acuáticos es que se encuentra limitado en una faja relativamente estrecha del espectro electromagnético en comparación con los cuerpos terrestres, esto se debe a la combinación de dos factores: la baja radiación solar en superficie de la tierra en longitudes de onda menores a 400 nm y la absorción del agua de la energía electromagnética en longitudes de onda mayores a 850 nm, debido a estos factores la banda entre 400 y 850 nm es la utilizada para los estudios del agua (Dekker 1993).

La concentración de sedimentos suspendidos afectan las señales detectadas por el sensor remoto con las iteraciones de la dispersión y de la absorción por las partículas de sedimento y el agua, estas relaciones son dadas por Kirk (1994).

Otros trabajos como Mertes *et al*, (1993), Martinez, (2005) ya realizan trabajos en la amazonía brasileña determinando las variaciones de la reflectancia para diferentes longitudes de onda así como para diferentes concentraciones de MES obteniendo buenas correlaciones para campañas de medición de MES, debido al tipo de imágenes usadas de gran resolución espacial y baja resolución temporal solo se hacian trabajos puntuales utilizando pocas imágenes en los estudios.

Martinez *et al* (2005), relaciono las imágenes MODIS con la concentración de sedimentos en el río amazonas encontrando mayor relación con las bandas roja e infrarroja cercana.

En el presente trabajo pretende validar la medición de MES por medio de imágenes satelitales usando como patrón los datos de MES de la red ORE-HyBam y posteriormente extender las series temporales y crear estaciones virtuales en otros ríos, no hay precedentes de este tipo de técnicas de medición de la concentración sedimentos en los ríos en el Perú.

Una de las dificultades de este método es el costo de las imágenes satelitales de alta resolución espacial. En el presente trabajo se busca encontrar buenas relaciones con Imágenes satelitales gratuitas que no tienen buena revolución espacial (250 m y 500 m) esto para ser aplicados en ríos amazónicos.

Con el uso de este método se podrá estimar la cantidad de sedimentos en suspensión desde el año 2000 (año desde el cual se cuentan con las imágenes satelitales), con esto se tendría una serie histórica bastante buena para algunos estudios posteriores, así como la creación de estaciones virtuales en otras zonas de los ríos, para de esta manera tener una red de mediciones de concentración de sedimentos mucho mas completa.

II. <u>OBJETIVOS</u>

2.1. Objetivo Principal

En el presente trabajo se pretende encontrar el grado de representatividad de los valores obtenidos de las imágenes satelitales MODIS para indicar la concentración de sedimentos en suspensión en las diferentes estaciones de la amazonía peruana.

2.2. Objetivos Secundarios

Determinar la correlación existente entre diferentes tipos de imágenes satelitales (Terra 500m, Terra 250m, Aqua 500m y Aqua 250m) y los mediciones de campo para determinar el tipo mas optimo.

Encontrar el límite de uso de esta técnica referido principalmente al ancho de los ríos.

Completar y extender la serie histórica de valores medidos en campo y de la misma manera monitorear estos datos.

III. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

3.1. La interpretación actual de la acción fluvial

Todos los conceptos y las interpretaciones acerca del modelado fluvial constituyen una de las construcciones teóricas más brillantes y coherentes de la ciencia geomorfológicas e hidráulicas, pero, como ocurre con toda teoría, resulta de una simplificación de la realidad y parte de unos supuestos muy generales, de modo que se manifiesta insuficiente para dar razón de todos los casos concretos, peca de una abstracción excesiva y lo que es más importante, se apoya en algunos postulados que estudios más recientes han venido a relativizar o incluso a considerar que en la elaboración teórica se hace abstracción de numerosas variables que influyen en el desarrollo del modelado fluvial y que son capaces, no sólo de modular cuantitativa o cualitativamente la sucesión teórica de procesos, sino de interferirla e incluso de bloquearla.

3.1.1. La competencia fluvial y sus factores morfológicos

La corriente de agua y el lecho que la acoge constituyen un sistema cuyos dos componentes interactúan dinámicamente, pudiendo derivarse de su interacción efectos favorables o desfavorables para el desarrollo del trabajo geomorfológico, siendo el grado de turbulencia la expresión del estado de dicho sistema y, consecuentemente, el control básico de este trabajo. Si la velocidad de flujo de un río y la rugosidad de su lecho se incrementa coordinadamente, crece la turbulencia de las aguas y de ello se deriva un aumento de su competencia (es decir, de su capacidad para movilizar y desplazar partículas); si por el contrario la velocidad de la corriente disminuye al tiempo que la rugosidad del lecho se incrementa, disminuye la turbulencia y se reduce correlativamente la competencia erosiva fluvial (hasta hacerse negativa y dar lugar a una deposición de la carga).

Los ríos son, por lo tanto, agentes de incisión o de sedimentación sólo de forma temporal o circunstancia que se limitan a realizar estas acciones cuando se rompe el equilibrio entre la configuración del lecho y los caracteres del flujo y dejan de realizarlas en cuanto dicho equilibrio queda restablecido.

En el siguiente gráfico se puede apreciar las diferentes distribuciones tanto en la vertical como en la sección transversal, de velocidad, concentración y descarga de sedimentos. Estos aspectos serán detallados en el transcurso del presente capítulo.

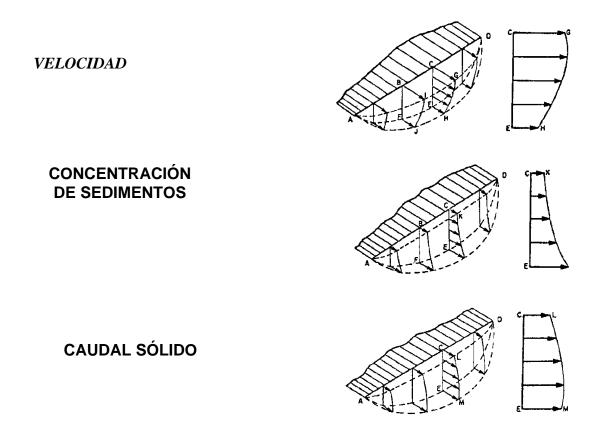


FIGURA N°1 Distribución de velocidad, concentración y descarga de sedimentos (FAO)

3.1.2 La acción transportadora de los cursos de agua

Los cursos de agua realizan su básica labor transportadora de forma selectiva y aplicando a cada tipo de partículas una modalidad específica de desplazamiento. Al igual que el resto de los flujos de baja densidad, los ríos seleccionan para su transporte las partículas que se encuentran al alcance de su competencia y las desplazan por medio del impulso mecánico derivado de la escorrentía turbulenta de sus aguas.

Pero no todo el transporte fluvial tiene este carácter mecánico ni puede considerarse homólogo al efectuado por otros flujos turbulentos (como, por ejemplo, el viento), ya que el agua es un eficaz disolvente y un medio químicamente activo y ello le da la posibilidad de asumir una parte de la carga por medio de acciones definibles como químicas o físico-

químicas. Existen pues, dos grandes modalidades de transporte fluvial, una química, que se aplica a las partículas susceptibles de disolverse (es decir, de adquirir calibre iónico o molecular en presencia del agua del río), y otra mecánica, que afecta a las partículas no solubles de calibre arcilla, limo, grava, canto y bloque y que presenta distintos caracteres según la categoría granulométrica a que cada una de ellas pertenezca.

3.1.3 Las modalidades «químicas» del transporte fluvial

Los ríos reciben su carga de material en disolución ya en las aguas que los alimentan, las cuales en su recorrido superficial o subterráneo por la cuenca han podido captar diversos elementos; pero también la pueden adquirir directamente a partir del propio lecho y de las partículas transportadas mecánicamente. Dicha carga puede alcanzar unos niveles muy variables, dependiendo de los caracteres físicos y químicos del agua (temperatura, agitación, contenido en oxigeno y en anhídrido carbónico, presencia de ácidos orgánicos, etc.) en relación con el tipo de elementos solubles y el volumen de éstos con que se llega a la saturación. Así, la caliza, presente en numerosas rocas, formaciones superficiales y depósitos detríticos, puede ser transportada en disolución por las aguas fluviales en unos volúmenes que varían muy notablemente según la acidez y la temperatura de éstas.

En este transporte químico en disolución los iones constitutivos de la fracción dispersa quedan íntimamente fijados a las moléculas de agua y las acompañan en su desplazamiento, de modo que no existe diferencia alguna entre el desplazamiento del fluido y el de la carga por él transportada. En consecuencia la amplitud y rapidez de esta modalidad de transporte es máxima, siendo normal que mayor parte de las partículas disueltas realicen sin interrupción todo en trayecto desde su entrada en el río hasta la desembocadura de éste y que lo hagan a la misma velocidad con que su corriente fluye.

Sólo cuando debido a un cambio en las condiciones del agua o a una nueva aportación de material disuelto, se alcanza el nivel de saturación se produce el abandono, por precipitación, de una parte siempre muy minoritaria de esta carga. No obstante su escasa importancia relativa, esta precipitación dentro del lecho o de las áreas próximas temporalmente alcanzadas por las aguas tiene significativas consecuencias geomorfológicas, entre las que se encuentran la formación de costras, travertinos, tobas, etc. cuya incidencia en el ulterior desarrollo del modelado fluvial puede ser decisiva.

3.1.4. Las modalidades mecánicas del transporte fluvial

El transporte mecánico efectuado por los ríos presenta diversas modalidades según el calibre de las partículas y como se ha dicho, muestra una básica homología con el realizado por el viento, aunque la superior densidad del agua introduce algunas diferencias significativas por lo que respecta a la gama granulométrica y a la diversidad de procesos.

Los cursos fluviales pueden alcanzar una competencia sustancialmente más alta, por lo que su acción transportadora es capaz de afectar a partículas de todos los tamaños hasta los bloques, no limitándose a las arcillas, limos, arenas y pequeñas gravas como ocurre en la acción eólica. De otro lado, alguna de las modalidades de transporte mecánico desarrolladas por los ríos, como la conocida como desplazamiento en masa, están fuera del alcance del viento y presentan una notable analogía con ciertos tipos de dinámica de vertientes. Concretando, la suspensión, la saltación, el rodamiento y el citado desplazamiento en masa son los procesos mediante los que las aguas fluviales desplazan, impulsándolas mecánicamente, las partículas que constituyen su carga.

A. Transporte en suspensión

El transporte en suspensión consiste en el mantenimiento dentro de la corriente de elementos pequeño calibre (arcillas, limos y arenas finas) como consecuencia de la turbulencia del agua; los torbellinos de sentido ascendente que la constituyen contrarrestan eficazmente la tendencia a caer de estos mínimos elementos, de modo que pueden ser impulsadas eficazmente río abajo, acompañando al agua en su flujo y confiriéndolo, si su volumen es importante, una turbidez más o menos marcada.

Mediante este proceso se pueden desplazar grandes cantidades de material a gran distancia, incluso directamente hasta la desembocadura, ya que debido al escasísimo peso de las partículas, el desplazamiento no se interrumpe a no ser que la turbulencia se reduzca drásticamente como consecuencia de una sustancial disminución de la velocidad de la corriente. Cuando se produce esta disminución, se decanta selectivamente una parte de la carga en suspensión comenzando por la fracción más gruesa de la misma; si el efecto de freno y la correlativa reducción de los movimientos turbulentos son moderados, la decantación afecta a las arenas finas.

Si las aguas se remansan, son los limos los que cesan en su desplazamiento y se acumulan en el fondo del lecho, mientras que las partículas de tamaño arcilla sólo se sedimentan en el caso de que se llegue a un práctico estancamiento del flujo. Y, dado que una paralización tan marcada de la corriente fluvial no es ni mucho menos frecuente, puede decirle que la práctica totalidad de la fracción arcillosa que entra en suspensión acompaña sin interrupción a las aguas de los ríos hasta su desembocadura, siendo más lento y discontinuo el desplazamiento de las fracciones algo mayores que junto con ella constituyen la carga transportada mediante este proceso.

B. Transporte en saltación

La saltación es la acción mecánica mediante la que las corrientes fluviales realizan el transporte de las partículas de tamaño arena o grava, cuyo peso es suficientemente reducido para ser levantadas del fondo del lecho a impulso del agua pero resulta excesivo para mantenerse dentro del flujo un intervalo importante; de este modo su desplazamiento se realiza «a saltos» más o menos amplios separados por tiempos muertos en que la partícula se mantiene estable. Se trata, pues, de una modalidad de transporte notablemente menos rápida que la suspensión, debido a su esencial discontinuidad, y que además precisa unas condiciones hidrodinámicas más favorables, no actuando si la velocidad y la turbulencia de la corriente no son importantes y si la profundidad del agua no alcanza un nivel suficiente.

En todo caso, incluso siendo óptimas estas condiciones, la diferencia de velocidad con que se mueven el agente de transporte y el material transportado es ya muy notable, de modo que en todo momento existe un stock de arenas y gravas temporalmente acumuladas en el fondo del lecho. Por otra parte, la saltación es ya capaz, no sólo de cambiar de lugar, sino también de cambiar de forma a los elementos sometidos a su acción: afectados por innumerables impactos (sobre el lecho y entre si), los pequeños fragmentos rocosos se van desgastando progresivamente, perdiendo sus ángulos y aristas y tendiendo a redondearse.

C. Transporte en rodamiento

Las partículas de tamaño canto o Bloque que se encuentran en el limite de la competencia fluvial son desplazadas, por su parte, mediante el proceso denominado rodamiento, ya

que, al no ser capaz de levantarlos del fondo del lecho debido a su mayor peso, la corriente los impulsa sobre él haciéndolos rodar. Este proceso, desarrollado como los dos anteriores elemento a elemento, es aún más lento y discontinuo que la saltación y precisa intervalos de tiempo muy largos para transportar cada uno de estos fragmentos hasta la desembocadura del río. Los tiempos muertos son en él muy mayoritarios, pues estas partículas permanecen quietas sobre el fondo del canal salvo en los cortos intervalos en que la corriente se intensifica, siempre y cuando se hallen adecuadamente dispuestos para recibir su impulso.

El efecto de roce derivado de este tipo de transporte se traduce también en un desgaste de los fragmentos; la forma redondeada y pulida de los cantos rodados tan característicos de los depósitos aluviales es resultado de dicho efecto, aunque también en ella tiene una influencia decisiva la abrasión producida por el reiterado impacto de las arenas y gravas, movidas mediante saltación, sobre los cantos temporalmente estabilizados.

D. Transporte en arrastre

Al contrario de la suspensión, la saltación y el rodamiento, que, con las lógicas diferencias en cuanto a la fracción granulométrica afectada, son comunes a la acción fluvial y a la acción eólica y cuyo funcionamiento es dimensionalmente selectivo partícula a partícula, el desplazamiento en masa no puede ser realizado por el viento y es la única modalidad de transporte desarrollada por los ríos en la que se movilizan en conjunto volúmenes de material heterogéneo.

Dicha modalidad se activa muy excepcionalmente como consecuencia de pulsaciones de corriente particularmente importantes, dando lugar a acumulaciones muy rápidas e hipertrofiadas dentro del lecho. Se puede observar especialmente en ríos de régimen torrencial con importantes cambios de caudal y fuerte turbulencia, o en episodios de crecida masiva y rápida y puede definirse como un arrastre sobre el fondo del lecho de paquetes de material en el que van englobados elementos de todos los tamaños (incluso grandes bloques, imposibles de movilizar por cualquiera de los procesos antes descritos).

Su carácter espasmódico es evidente y la amplitud de los tiempos muertos es excepcionalmente grande, hasta el punto de que puede actuar sólo una vez cada año o incluso hacerlo una o unas pocas veces a lo largo de toda la historia del curso fluvial (es

decir, un volumen de material desplazado de esta forma puede ser depositado aguas abajo y quedar inmovilizado de modo casi definitivo).

El trayecto del paquete detrítico movilizado es siempre reducido, del orden decenas o centenares de metros como mucho, de forma que, si el desplazamiento en masa puede considerarse muy eficaz teniendo en cuenta la cuantía del material movido en cada impulso y el tamaño máximo de los elementos que es capaz desplazar, resulta escasamente competente dentro de marcos temporales largos y, salvo en el caso de los cursos torrenciales, su papel en el trabajo fluvial de evacuación es claramente minoritario.

En el siguiente gráfico, figura N°2, se esquematiza los procesos de transporte descritos anteriormente:

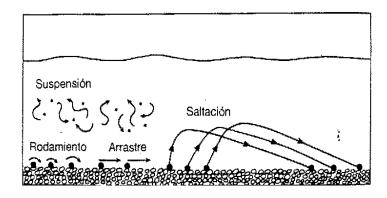


Figura Nº 2. Tipos de transporte de sedimentos en el cause de un río

3.2. Percepción Remota

La percepción remota es la ciencia de obtener e interpretar información desde la distancia, usando sensores que no tienen contacto físico con el objeto que está siendo observado. La ciencia de la percepción remota en su sentido más amplio incluye las observaciones aéreas, satelitales y de naves espaciales de las superficies y atmósferas de los planetas en nuestro sistema solar, aunque la Tierra es obviamente el objetivo de estudio más frecuente. El término se restringe por costumbre a los métodos que detectan y miden la energía electromagnética, incluyendo la luz visible, que ha interactuado con la superficie de los materiales y la atmósfera. La percepción remota de la Tierra tiene muchos propósitos, los que incluyen la realización y actualización de mapas planimétricos, pronósticos del tiempo meteorológico, y reunir inteligencia militar.

3.2.1. El Espectro Electromagnético

El campo de la percepción remota comenzó con las fotografías aéreas, usando luz visible del sol como fuente energética. Pero la luz visible comprende sólo una pequeña parte del espectro electromagnético, un continuo que se extiende desde alta energía, longitudes de onda corta de rayos gamma, a baja energía, largas longitudes de ondas de radio. Abajo se ilustra la porción del espectro electromagnético que es útil en la percepción remota de la superficie terrestre.

La Tierra es naturalmente iluminada por la radiación electromagnética proveniente del sol. El máximo de la energía solar se produce en el rango de longitud de onda del visible (entre 0.4 y 0.7 µm). No es sorpresa que los sistemas visuales de la mayoría de los animales sean sensibles a estas longitudes de onda. Aunque la luz visible incluye el rango entero de colores visto en un arco iris, una subdivisión más cruda en longitudes de onda del azul, verde y rojo es suficiente en varios estudios de percepción remota. Otras fracciones sustanciales de energía solar entrante son en la forma de radiación ultravioleta invisible e infrarroja. Sólo pequeñas cantidades de radiación solar se extienden dentro de la región de las microondas en el espectro. Sistemas de imágenes de radar usados en percepción remota generan y transmiten microondas, y de ahí miden la porción de la señal que ha retornado al sensor desde la superficie terrestre.

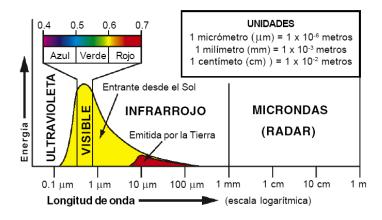


Figura 3 energia eletromagnética emitida por diferentes longitudes de onda.

(http://www.microimages.com/i18n/ es spanish/es introrse.pdf)

3.2.2. Tipos de Sensores Remotos

Todos los sistemas de percepción remota diseñados para monitorear la superficie de la Tierra dependen de la energía que es tanto reflejada difusamente o emitida por las características de la superficie. Los sistemas de percepción remota actuales caen dentro de tres categorías sobre las bases de la fuente de la radiación electromagnética y las interacciones relevantes de esa energía con la superficie.

Sensores de radiación solar reflejada

Estos sensores detectan la radiación solar que ha sido difusamente reflejada (dispersada) hacia arriba de las características de la superficie. Los rangos de longitud de onda que proveen información útil incluyen los rangos del ultravioleta, visible, infrarrojo cercano y medio. Los sistemas de percepción de energía solar reflejada discriminan materiales que tienen patrones diferentes de longitudes de onda específicas de absorción, las cuales se relacionan con las composiciones químicas y estructuras físicas del material. Debido a que ellas dependen de la luz solar como fuente, estos sistemas pueden sólo proveer imágenes útiles durante las horas del día, y las condiciones atmosféricas cambiantes y cambios de iluminación durante el día y estación pueden plantear problemas de interpretación.

Los sistemas de percepción remota de energía solar reflejada son los tipos más comunes para monitorear las superficies terrestres.

Sensores Infrarrojo Termales

Los sensores pueden detectar la radiación infrarroja termal emitida por las características de la superficie las cuales pueden revelar información sobre las propiedades termales de estos materiales. Así como los sensores de energía solar reflejada, estos sistemas pasivos dependen de la radiación solar como fuente energética fundamental. Debido a que la temperatura de los elementos sobre la superficie cambia durante el día, los sistemas de percepción remota infrarrojo termales son sensibles a la hora del día en las cuales las imágenes son adquiridas.

Sensores de Imágenes de Radar

Más que depender de una fuente natural, estos sistemas "activos" "iluminan" la superficie con la emisión de radiación de microondas, entonces miden la energía que es difusamente reflejada de regreso al sensor. La energía retornada provee información acerca de la rugosidad de la superficie y el contenido de agua de los materiales superficiales y la forma de la superficie terrestre. Las microndas de longitud de onda larga sufren pequeñas dispersiones en la atmósfera, aun penetrando coberturas de nubes densas. La imagen radar es por lo tanto particularmente útil en regiones tropicales con prominentes coberturas nubosas.

3.2.3. Reflectancia Espectral

En espectroscopía de luz reflejada la propiedad fundamental que queremos obtener es la reflectancia espectral: la razón de la energía reflejada sobre la energía incidente como una función de la longitud de onda. La reflectancia varía con la longitud de onda para la mayoría de los materiales ya que la energía en ciertas longitudes de onda es dispersada o absorbida en diferentes grados. Estas variaciones de reflectancia son evidentes cuando comparamos las curvas de reflectancia espectral (gráficos de reflectancia versus longitud de onda) para diferentes materiales, como en la ilustración de abajo. Las desviaciones pronunciadas hacia abajo de las curvas espectrales marcan los rangos de longitud de onda en los cuales los materiales selectivamente absorben la energía incidente. Estas características son comúnmente llamadas bandas de absorción (no confundir con la separación de bandas de imágenes en una imagen multiespectral o hiperespectral). La forma general de una curva espectral y la posición y fuerza de las bandas de absorción en muchos casos puede ser usada para identificar y discriminar materiales diferentes. Por ejemplo, la vegetación tiene reflectancias más altas en el rango del infrarrojo cercano y más baja reflectancia en la luz roja que los suelos.

3.2.4. Firmas Espectrales

Las firmas espectrales producidas por longitudes de onda dependientes de la absorción proveen la llave para discriminar diferentes materiales en imágenes de energía solar reflejada. La propiedad usada para cuantificar estas firmas espectrales es llamada reflectancia espectral: la razón de la energía reflejada y la energía incidente como una

función de la longitud de onda. La reflectancia espectral de diferentes materiales puede ser medida en el laboratorio o en el campo, proveyendo datos referenciales que pueden ser usados para interpretar imágenes. Como ejemplo, la Figura Nº 04 muestra curvas de reflectancia espectral contrastantes para tres materiales naturales muy comunes: suelo seco, vegetación verde, y agua.

La reflectancia de suelo seco se eleva uniformemente a través de las longitudes de onda del visible e infrarrojo cercano, con un máximo en el rango del infrarrojo medio. Sólo muestra menores depresiones en el rango del infrarrojo medio debido a la absorción de minerales de arcilla. La vegetación verde tiene un espectro muy diferente. La reflectancia es relativamente baja en el rango del visible, pero es más alta para la luz verde que para el rojo o el azul, produciendo el color verde que vemos. El patrón de reflectancia de la vegetación verde en las longitudes de onda del visible es debido a la absorción selectiva de la clorofila, el pigmento fotosintético primario en las plantas verdes. La característica más notoria del espectro vegetacional es el dramático aumento en reflectancia a través de la frontera del visible-infrarrojo cercano, y la alta reflectancia del infrarrojo cercano. La radiación infrarroja penetra las hojas de las plantas, y es intensamente dispersada por la compleja estructura interna de las hojas, resultando en una alta reflectancia. Las depresiones en la porción espectral del infrarrojo medio son debidas a la absorción por el agua. Cuerpos de aguas claras y profundas absorben efectivamente todas las longitudes de onda más largas que el rango visible, lo cual resulta en una reflectividad muy baja de la radiación infrarroja.

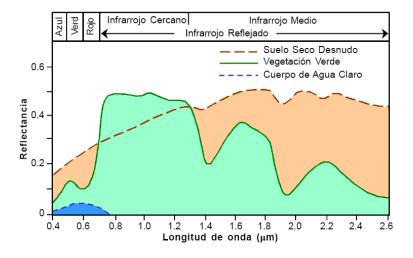


Figura 4. Firmas espectrales de algunos materiales

(http://www.microimages.com/i18n/ es spanish/es introrse.pdf)

3.2.5. Resolución

Los componentes espaciales, espectrales y temporales de una imagen o set de imágenes, todos proveen información que podemos usar para formar interpretaciones acerca de los materiales de superficie y de sus condiciones. Para cada una de estas propiedades podemos definir la resolución de las imágenes producidas por el sistema sensor. Estos factores de resolución de la imagen colocan límites sobre qué información podemos derivar desde imágenes remotamente detectadas.

Resolución Espacial

La resolución espacial es una medida del detalle espacial de una imagen, la cual es una función del diseño del sensor y su altitud operativa sobre la superficie. Cada uno de los detectores en un sensor remoto mide energía recibida desde una parcela limitada de la superficie terrestre. A medida que estas parcelas son más pequeñas, más detallada será la información espacial que podamos interpretar desde estas imágenes. Para imágenes digitales, la resolución espacial es más comúnmente expresada como las dimensiones terrestres de una celda de imagen. La forma es un factor visual que podemos usar para reconocer e identificar objetos en una imagen. La forma es usualmente apreciable sólo si las dimensiones del objeto son varias veces más grandes que las dimensiones de la celda. Por otro lado, objetos más pequeños que el tamaño de la celda de la imagen pueden ser detectados en una imagen. Si tal objeto es suficientemente más luminoso o más oscuro que sus vecinos, dominará la luminosidad promediada de la celda de la imagen que caiga dentro, y esa celda contrastará en brillo con las celdas adyacentes. No podríamos ser capaces de identificar qué objeto es, pero podemos ver que es algo presente que es diferente de sus alrededores, especialmente si el área de fondo es relativamente homogénea. El contexto espacial también podría permitirnos reconocer rasgos lineales que son más angostos que las dimensiones de la celda, tales como caminos o puentes sobre agua.

Evidentemente no existen claras fronteras dimensionales entre detectabilidad y reconocimiento en imágenes digitales.

Resolución Espectral

La resolución espectral de un sistema de percepción remota puede ser descrita como su habilidad para distinguir diferentes partes del rango medido de longitudes de onda. En esencia, esto equivale al número de intervalos de longitudes de onda ("bandas") que son medidas, y cuán estrecho es cada intervalo. Una "imagen" producida por un sistema de sensoriamiento puede consistir de una longitud de onda de banda ancha, unas pocas bandas anchas, o varias longitudes de onda de bandas estrechas. Los nombres usualmente usados para estas tres categorías de imágenes son pancromática, multiespectral, e hiperespectral, respectivamente.

Fotografías aéreas tomadas usando películas en blanco y negro registran en promedio el rango completo de las longitudes de onda del visible (azul, verde y rojo). Debido a que esta película es sensible a todos los colores visibles, es llamada película pancromática. Una imagen pancromática revela variaciones espaciales en el grueso de las propiedades visuales de los materiales de superficie, pero no permite discriminación espectral. Algunos sistemas satelitales de percepción remota registran una única banda muy amplia para proveer una visión sinóptica de la escena, comúnmente a una resolución espacial más alta que otros sensores a bordo. Pese a los rangos variables de longitudes de onda, tales bandas son comúnmente referidas como bandas pancromáticas. Por ejemplo, los sensores de los primeros tres satélites SPOT incluían una banda pancromática con un rango espectral de 0.51 a 0.73 micrómetros (rangos de longitud de onda verde y rojo). Esta banda tiene una resolución espacial de 10 metros, en contraste a los 20 metros de resolución de las bandas multiespectrales del sensor. La banda pancromática del ETM+ a bordo del satélite NASA Landsat 7 cubre un rango espectral más amplio de 0.52 a 0.90 micrómetros (verde, rojo, e infrarrojo cercano), con una resolución espacial de 15 metros (versus los 30 metros de las bandas multiespectrales del sensor).

Resolución Radiométrica

Para registrar digitalmente la energía recibida por un detector individual en un sensor, los rangos continuos de la energía entrante deben ser discretizados, o subdivididos dentro de un número de niveles discretos que son registrados como valores enteros. Muchos sistemas satelitales actuales cuantifican datos dentro de 256 niveles (8 bits de

datos in sistema binario de codificación). Las bandas termales infrarrojas del sensor ASTER son cuantificadas dentro de 4096 niveles (12 bits). A mayor número de niveles que pueden ser registrados, mayor es la resolución radiométrica del sistema sensor.

Una alta resolución radiométrica es una ventaja cuando se usa un computador para procesar y analizar los valores numéricos en las bandas de la imagen multiespectral. (Varios de los procedimientos de análisis más comúnmente usados, división de banda y clasificación espectral serán descritos posteriormente). El análisis visual de las imágenes multiespectrales también es beneficiado por altas resoluciones radiométricas ya que una selección de bandas de longitudes de onda pueden ser combinadas para formar un despliegue en color o una impresión. Una banda es asignada a cada uno de los tres canales usados por el monitor del computador: rojo, verde y azul. Usando el modelo aditivo del color, diferentes niveles de estos colores primarios se combinan para formar millones de colores sutilmente diferentes. Para cada celda en una imagen multiespectral, los valores de brillo en las bandas seleccionadas determinan los valores del rojo, verde y azul usados para crear el color desplegado. Usando 256 niveles para cada canal de color, un despliegue computacional puede crear sobre 16 millones de colores. Los experimentos indican que el sistema visual humano puede distinguir cerca de 7 millones de colores, y también está altamente en sintonía con relaciones espaciales. Así, a pesar del poder de los análisis computacionales, el análisis visual de los colores desplegados en una imagen multiespectral puede ser aún una herramienta efectiva en su interpretación.

Imágenes de bandas individuales desde los rangos del visible hasta el infrarrojo medio del Landsat TM son ilustradas por dos áreas muestrales en la próxima página. La imagen de la izquierda es un terreno montañoso con bosque (izquierda más abajo), roca granítica desnuda, pequeños lagos claros, y parcelas de nieve. La imagen de la derecha es un área agrícola tanto con campos desnudos como vegetados, con un pueblo a la izquierda arriba y pasto amarillento a la derecha arriba. Los títulos de cada par de imágenes discuten algo de los usos de diagnóstico para cada banda. Muchas combinaciones de color son también posibles con estas seis bandas de imagen. Tres de las más común combinaciones de color usadas son ilustradas en una página más adelante.

Resolución Temporal

El ambiente de superficie de la Tierra es dinámico, con cambios que ocurren en escalas de tiempo que van desde segundos hasta décadas o más. El ciclo estacional del crecimiento de las plantas que afecta tanto a los ecosistemas naturales y cultivos es un ejemplo importante. Imágenes repetitivas de la misma área a través de la estación de crecimiento añaden a nuestra habilidad de reconocer y distinguir tipos de plantas o cultivos. Las imágenes de series de tiempo pueden también ser usadas para monitorear cambios en rasgos de superficie debido a otros procesos naturales y actividades humanas. Tales series de imágenes sucesivas en intervalos de tiempo separados pueden ser consideradas para definir la resolución temporal de la secuencia de imágenes.

La mayoría de los satélites de monitoreo de superficie tienen órbitas terrestres bajas (entre 650 a 850 kilómetros sobre la superficie) las cuales pasan cerca de los polos terrestres. Los satélites completan muchas órbitas en un día a medida que la Tierra rota bajo ellos, y los parámetros orbitales y el ancho de barrido determina el intervalo de tiempo entre pasos repetitivos sobre el mismo punto de la superficie. Por ejemplo, el intervalo de repetición de una imagen individual del satélite Landsat es de 16 días. Colocar satélites duplicados en órbitas offset (tal como en las series SPOT) es una estrategia para reducir el intervalo de repetición. Los satélites tales como el SPOT y el IKONOS también tienen sensores que pueden ser orientados fuera del trazado orbital, asi pueden capturar imágenes de las mismas áreas dentro de pocos días, muy por debajo del intervalo de repetición orbital. Tales frecuencias de repetición podrían permitir a los granjeros utilizar las imágenes semanalmente para proveer información sobre las condiciones de sus cultivos durante la estación de crecimiento.

3.2.6. Graficando Espectrometría en el Espacio Espectral

Los gráficos espectrales en las páginas previas proveen una manera conveniente para visualizar las diferencias en las propiedades espectrales entre diferentes materiales, especialmente cuando comparamos solamente unas pocas espectrometrías. Los gráficos espectrales son una herramienta importante para usar cuando usted explora una imagen hiperespectral. Pero entender cómo un computador compara y discrimina entre grandes cantidades de espectrometrías, es útil considerar otras formas conceptuales de representar la espectrometría.

Un espectro de reflectancia consiste de un set de valores espectrales, uno para cada canal espectral (banda). Cada uno de estos canales puede ser considerado como una dimensión en un espacio espectral hipotético de n-dimensiones, donde n es el umero de canales espectrales. Si graficamos los valores de reflectancia medida para cada canal espectral en su respectivo eje de coordenadas, podemos usar estas coordenadas para especificar la localización de un punto en el espacio espectral que matemáticamente representa esa espectrometría en particular. Un ejemplo simple de dos bandas es mostrado en la ilustración. El punto designado también puede ser tratado matemáticamente como el punto final de un vector que comienza en el origen del sistema de coordenadas. La espectrometría con la misma forma pero diferente reflectancia general (albedo) se grafican como vectores con la misma orientación pero con puntos finales a distancias diferentes desde el origen. Vectores espectrales más cortos representan espectrometría más oscura y vectores más largos representan espectrometría más brillante.

Puede ser dificil visualizar tal gráfico para una imagen que involucra más de tres bandas de longitudes de onda, pero es matemáticamente posible construir un espacio espectral hiperespectral definido por docenas o cientos de ejes de coordenadas mutuamente perpendiculares. Cada espectrometría que está siendo considerada ocupa una posición en este espacio espectral de n-dimensiones. La similitud entre espectrometrías puede ser juzgada por la cercanía relativa de estas posiciones (distancia espectral) o por cuán pequeño es el ángulo entre los vectores espectrales.

Las curvas de reflectancia espectral mostradas en las páginas previas para varios materiales representan "promedios" o "ejemplos típicos". Todos los materiales naturales exhiben alguna variabilidad en composición y estructura que resulta en variabilidad en su reflectancia espectral. Si obtenemos espectrometrías desde un numero de ejemplos de materiales, los puntos espectrales resultantes definirán una pequeña nube en el espacio espectral de n-dimensiones, más que graficándolos en una sola localización.

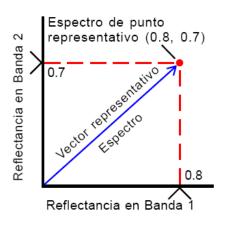


Figura 5. Gráfico de n-dimensiones de un espectro de reflectancia para un caso hipótetico de 2 bandas

(http://www.microimages.com/i18n/ es spanish/es hyprspec.pdf)

Resolución Espacial y Espectrometría Mezclada

Un espectrómetro de imágenes realiza mediciones espectrales de muchas parcelas pequeñas de la superficie terrestre, cada una de las cuales es representada por un píxel (celda raster) en la imagen hiperespectral. El tamaño del área terrestre representada por un set individual de mediciones espectrales define la resolución espacial de la imagen y depende del diseño del sensor y de la altura del sensor sobre la superficie. El *Airborne Visible/Infrared Imagin Spectrometer* (AVIRIS) de la NASA, por ejemplo, tiene una resolución espacial de 20 metros cuando vuela a su típica altitud de 20 kilómetros, pero de 4 metros de resolución cuando vuela a una altitud de 4 kilómetros. (*Van der Meer*, 1994).

Cuando el tamaño de la resolución de la celda terrestre es grande, es muy probable que más de un material contribuya a la medición espectral individual del sensor. El resultado es una composición o espectrometría mezclada, y la espectrometría pura que contribuye a la mezcla es llamada espectrometría de endmember.

Las mezclas espectrales pueden ser macroscópicas o de detalles. En una mezcla microscópica cada fotón reflejado interactúa con solo un material de superficie. La energía reflejada desde los materiales se combina aditivamente, así cada contribución del material a la composición espectral es directamente proporcional a su área dentro del píxel. Un ejemplo de tal mezcla lineal es mostrado en la ilustración arriba, la cual puede representar un mosaico de vegetación y suelo desnudo. En el espacio espectral cada espectro de endmember define el término de una línea mixta (para dos endmembers) o la esquina de un espacio mezclado (para un mayor número de

endmembers). Luego discutiremos cómo las fracciones de endmembers pueden ser calculadas para cada píxel. En una mezcla de detalle, tales como las mezclas microscópicas de partículas minerales encontradas en suelos, un fotón individual interactúa con más de un material. Tales mezclas son no lineales en carácter y por lo tanto más difíciles de desenredar.

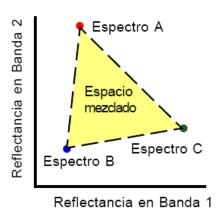


Figura 6. Gráfico de n-dimensiones de la espectrometría de tres endmembers para un caso hipotético de 2 bandas. Todos los espectros que son mezclados en A, B, y C solo deben caer dentro del espacio de mezcla.

(http://www.microimages.com/i18n/ es spanish/es introrse.pdf)

3.2.7. Descripción del Algoritmo de Separación Espectral

Mezcla Espectral

Superficies terrestres son raras veces completamente homogéneas en la cubierta de vegetación o la composición. Usando el sensor remoto, podemos descubrir estas diferencias, pero estamos limitados por la resolución espacial del sensor. Cuando los materiales con diferentes propiedades espectrales son representados por un píxel solo, el detalle espacial del área cubierta por aquel píxel se pierde.

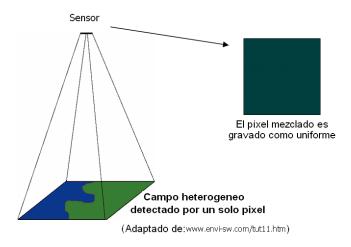


Figura 7. Ejemplo de la mezcla espectral de un píxel

Para la mezcla espectral que ocurre en la las escalas grandes (macroscópico) la mezcla ocurre en una relación linear (Singer y McCord, 1979). Este modelo de relación linear asume que ninguna interacción ocurre entre los materiales que son encontrados en el píxel. Si la mezcla es la pequeña escala e íntima, entonces una relación ligeramente no lineal es observada. La escala espacial de mezcla y las distribuciones físicas de los materiales superficiales por lo tanto, gobierne la no linealidad encontrada en el modelo.

El píxel mixto es producido por un par de factores que actúan recíprocamente. El primero es que los materiales dentro del píxel espectralmente son mezclados, y el otro es aquella sombra (causado por la topografía) cambios de causas de la iluminación. Esto con eficacia añade que endmember negro (un endmember es la firma espectral o reflactancia de un componente de tierra puro, como la vegetación, el suelo, o el agua; a menudo es usado referirse a los componentes de tierra ellos mismos).

El modelo linear asume que el espectro mixto es una combinación linear de los espectros "puros" de los materiales localizados en el área de píxel, ponderada por su abundancia fraccionaria. Un modo de pensar en esto es de usar un modelo físico que considera el campo visual instantáneo de los pixeles, la reflactancia de las superfícies, y el pasar espectros mixtos recogidos por el sensor. Como se muestra en la Figura Nº 8.

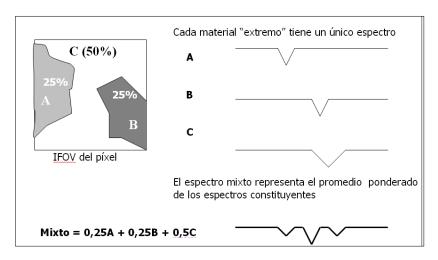


Figura Nº 8. Modelo lineal de la separación de un píxel mezclado

(http://www.envi-sw.com/tut11.htm)

La desmezcla en sub píxeles también puede visualizarse usando un modelo geométrico.

Otro modo de considerar la mezcla linear espectral es de usar el modelo geométrico. Considere una trama 2-dimensiones de los pixeles mixtos en un espacio dimensional de n, donde la n es el número de bandas. En estas dos dimensiones, si usted usa dos endmembers, la caída del píxel mixto en una línea entre los dos puntos que representan los endmembers. Si usted usa tres endmembers, los pixeles mixtos se caerán dentro del espacio formado por los 3 puntos.

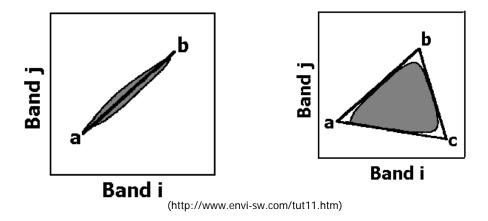


Figura Nº 9. Modelo Geométrico de la ubicación de un píxel mezclado

Todos los espectros mixtos se caen en el espacio entre los puntos de endmember. Esta idea puede ser llevada en más dimensiones como usted añade más bandas y

endmembers. Este acercamiento también puede ser usado al revés, seleccionar el endmembers. Si los pixeles mixtos son trazados, entonces los puntos que amarran el tramo serán el endmembers.

Análisis de Subpixel

El objetivo de análisis de subpixel es determinar las dimensiones de endmembers espectral, que arreglan el píxel mixto. La separación linear espectral es el método más simple, en el cual el espectro es una combinación linear del endmembers, ponderado por su abundancia fraccionaria. Asumimos que la fracción espacial es directamente proporcional a la fracción espectral

Por ejemplo tomar la contribución espectral = la fracción de agua = "el área cubierta por el agua".

Un ejemplo de separación linear, utilización reflactancia curvas es demostrado en la Figura 10.

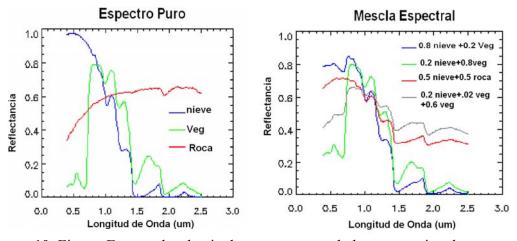


Figura 10. Firmas Espectrales de pixeles puros y mezclados proporcionalmente

(http://www.icess.ucsb.edu/hydro/aviris/scaexp.html)

Hay dos accesos básicos a la separación linear espectral. El primer acercamiento consiste en donde el píxel mixto es reconstruido de espectros conocidos puros en la imagen (endmembers) basado en alguna fórmula. El segundo método se acerca al problema en otra dirección, e intenta dividir en el píxel mixto en espectros componentes, y comparar estos a espectros de reflectancia conocida dentro de una gama dada de tolerancias (Johnson et al).

El modelo de separación linear espectral también puede ser expresado matemáticamente (Radeloff et al., 1999):

$$DN_b = \sum_{i=1}^n F_i DN_{i,b} + \varepsilon_b \tag{1}$$

Donde DN_b es el valor de número digital del píxel siendo examinado en la banda b

F_i es la fracción de endmember i

DN_{i,b} es el valor de DN de endmember en la banda b

 ε_b es el error asociado con la banda b, en otras palabras, la variación espectral que no es considerada por el modelo linear.

Basado en esta fórmula, cada píxel puede ser examinado para determinar la fracción de cada endmember en el píxel. El ataque del modelo puede ser evaluado por usando el Error Medio Cuadrado (RMS) (Roberts et al.):

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{M} \varepsilon_b^2}{N}}$$
 (2)

Donde N es el número de bandas usadas en la despixelización espectral

El modelo simple linear tiene la ventaja que es fácil de usar y entender, y los resultados proporcionan la relación física mensurable de cobertura. Esto también puede ser usado con una amplia variedad de sensores. Es limitado, sin embargo, porque esto no considera una variación en el número y el contraste espectral de materiales que caen dentro de un píxel. En algunos casos, si esto es combinado con efectos atmosféricos, el modelo linear puede fallar en distinguirse entre tipos de vegetación o materiales similares superficiales (Roberts et al.).

Una solución con este problema particular es proporcionada por el Multiple endmember spectral mixture analysis (MESMA), que permite variar el número y los tipos de endmembers a través de la imagen. Esto es una extensión del modelo simple linear,

pero reconoce que el espectro para cualquier píxel dado puede ser modelado usando sólo unos endmembers, pero que el número y los tipos de endmembers serán diferentes en todas partes de la imagen. Este método potencialmente usa cientos de endmembers sobre la imagen entera, pero sólo unos cuantos para cada píxel (Roberts et al.).

Endmember Selección

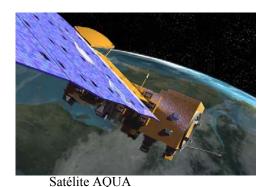
Endmembers pueden ser obtenidos de dos modos. El primer método es de seleccionarlos de la imagen (usando endmembers conocidos, que puede ser tomado de los promedios de regiones escogidas, o usando el conocimiento anterior). La segunda forma es de derivar los endmembers usando datos espectometricos de imágenes o como se indico previamente, usando los ploteos de los pixeles mezclados (Johnson et al.). El modo mas practico en aplicaciones forestales es obtener los endmembers desde la imagen ya que la adquisición de lecturas de espectrómetro requiere un helicóptero y puede ser bastante dificil y caro. En otras lecturas de espectrómetro de situación proveerá mejor endmembers, sin embargo, la lectura de espectrómetro debe ser convertida de una lectura de resplandor a una lectura de reflectancia. Una desventaja potencial de usar endmembers tomado de la imagen consiste en que usted es limitado en el número de endmembers usted puede usar por el número de bandas que usted tiene. Si usted usa varios cientos de bandas, sin embargo, esto no debería ser un problema

Seleccionando el endmembers de una imagen, usted tiene que asegurar que los pixeles son de hecho "puros" y no se mezclaron. Esto por lo general significa que usted tiene que tener datos de tierra-verdaderos muy exactos y que usted puede encontrar la posición exacta sobre su imagen de satélite, sobre todo si la imagen es sumamente heterogénea. Otro factor para considerar es que si la imagen contiene mucho endmembers que usted no identificó, habrá errores de fracción, y el modelo puede fallar en distinguir entre clases (Roberts et al.). Como mencionado antes, la sombra causada por la topografía crea endmember negro; para compensar áreas protegidas del sol, es importante que "una sombra" endmember (el cero reflactancia sobre todas las cintas) ser incluido (Radeloff, 1999).

3.3. Imágenes MODIS.

El sensor MODIS es el principal sensor de los satélites TERRA y AQUA según Barker *et al* (1992). El sensor MODIS es uno de los cinco instrumentos a bordo de los satélites TERRA y AQUA (EOS-AM-1 y EOS-PM-1 respectivamente); este sensor fue proyectado para satisfacer los requerimientos de tres de estudio diferentes: atmósfera, océano y tierra, con bandas de resolución espacial y espectral seleccionadas para el conocimiento de diferentes necesidades de observación y para ofrecer una cobertura global en forma diaria (Justice, 2002a). Las especificaciones técnicas de este sensor se describen en la Tabla N°1





Satélite TERRA

Figura Nº11 Recreación artística de los satélites TERRA y AQUA

(http://www.nasa.gov/home/index.html)

Orbita	705km, sincronizados con el sol, Polar; 10:30a.m. desciende y 1:30p.m. asciende.		
Alcance Espectral	0.4 – 14.4 μm		
Cobertura Espectral	± 55°, 2330 km en filas ("scans" continuos en nadir en el Ecuador		
Resolución Espacial	250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), 1000 m (29 bandas)en nadir		
Preedición Radiométrica	5% Absoluto, <3 μm; 1% Absoluto >3 μm; 2% de reflectancia		
Cobertura de repetición	Diaria, al norte de lat. 30° y cada dos días, para lat.inferiores a 30°		
Sensibilidad	12 bits		
Tamaño de Datos	6.2 Mbps (media), 10.8 Mbps (día) ,2.5 Mbps (noche)		
Potencia	162.5 W (media para una orbita), 168.5 W (pico)		

Tabla Nº 1 Especificaciones técnicas del sensor remoto MODIS

(Adaptada de Barker et al. (1992) y Justice et al. (2002a))

Productos Generados por el Sensor MODIS y sus aplicaciones

Una importante aplicación de la información es sobre la cobertura global de la superficie esta en la inferencia de parámetros, que influyen tanto en los procesos biofísicos, como en los cambios de energía entre la atmósfera y la superficie terrestre (Townshend *et al.*, 1991). Estos parámetros tienen por finalidad identificar tipos de cobertura terrestre para la parametrización a través de la información espectral, temporal, espacial y dirección contenida en los sensores remotos.

En este sentido, el objetivo de los productos generados por el sistema MODIS son básicamente la cuantificación y detección de los cambios de la cobertura terrestre en los procesos naturales y antrópicos sirviendo de soporte a los diversos modelos regionales y globales existentes (Strahler *et al.*, 1999).

Uso Primario	Banda	Ancho de Banda (nm)	Resolución Espacial	SNR *
	1	620-670	250	128
Superficie terrestre/nubes	2	841-875	250	201
	3	459-479	500	243
Propiedades da	4	545-565	500	228
superfície /nubes	5	1230-1250	500	74
	6	1628-1652	500	275
	7	2105-2155	500	110
	8	405-420	1000	880
	9	438-448	1000	838
Color de los	10	483-493	1000	802
Océanos/Fitoplancton/	11	526-536	1000	754
Bioquímica	12	546-556	1000	750
	13	662-672	1000	910
	14	673-683	1000	1087
	15	743-753	1000	586
	16	862-877	1000	516
Vapor de agua	17	890-920	1000	167
Atmosférico	18	931-941	1000	57
	19	915-965	1000	250

Tabla Nº 2 Lista de productos MODIS

SNR* "ratio de la señal de Ruido".

Uso Primario	Banda	Ancho de Banda (nm)	Resolução Espacial	NEA T1*
	20	3660-3840	1000	0,05
Temperatura	21	3929-3989	1000	2,00
nubes/superficie	22	3929-3989	1000	0,07
	23	4020-4080	1000	0,07
Temperatura	24	4433-4498	1000	0,25
Atmosférica	25	4482-4549	1000	0,25
Cirrus	26	1360-1390	1000	150 (2)
	27	6535-6895	1000	0,25
Vapor de agua	28	7175-7475	1000	0,25
	29	8400-8700	1000	0,05
Ozono	30	9580-9880	1000	0,25
Temperatura	31	10780-11280	1000	0,05
nubes/superficie	32	11770-12270	1000	0,05
	33	13185-13485	1000	0,25
	34	13485-13785	1000	0,25
Altitud	35	13785-14085	1000	0,25
Topo da nubes	36	14085-14385	1000	0,35

Tabla Nº 2 Lista de productos MODIS

NEΔT_{1*}— "Ruido por diferencia de temperatura"

Fuente: Adaptadas de Barker et al. (1992, p. 3-4) e Lillesand e Kiefer (1994, p. 516).

Producto MOD09 y MYD09

Tanto el MOD09 como MYD09 son tipos de Imagemnes MODIS las cuales son obtenidas de dos satélites diferentes; las imágenes MOD09 son obtenidas desde el satélite TERRA y las Imágenes MYD09 son obtenidas del satélite AQUA. Estos satélites sobrepasan la zona de estudio aproximadamente a las 10 y 14 horas respectivamente.

Son productos MODIS de reflectancia de superficie, son calculados para dos tipos:

■ 1A, con las bandas 1 – 7 con las longitudes de onda de 648 nm, 858 nm, 470 nm, 555 nm, 1240 nm, 1640 nm, y 2130 nm, respectivamente y con una resolución espacial de 500 m.

 Q1 con las bandas 1 y 2 de 648 nm, 858 nm respectivamente y con una resolución espacial de 250 m.

Disponibilidad de los productos MODIS

Los productos MODIS estan disponibles y pueden ser adquiridos si costo a través de Internet, a través de diversos *sites*. Estos datos se pueden obtener via ftp, CD-ROMo DVD, sin costo adicional.

Todos los productos MODIS tienen el *Algoritmal Theoretical Basis Document* (ATBD), que proporcionan toda la información sobre los algoritmos utilizados para la generación de los productos. Estps productos y las imágenes pueden ser encontradas en la siguientes *websites*

http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome

http://www.nasa.gov/home/index.html

http://terra.nasa.gov

http://eos-am.gsfc.nasa.gov

http://visibleearth.nasa.gov/Sensors/Terra/MODIS.html

http://modis-250m.nascom.nasa.gov

http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml

http://modis-land.gsfc.nasa.gov

3.4. ADCP (Perfilador de corriente por efecto Doppler)

El perfilador de corriente por efecto Doppler es un equipo que proporciona componentes de velocidad del agua en diferentes capas de la columna de agua.

El sistema consta de un transductor que emite ondas acústicas, una fuente de energía que genera los pulsos y pre-procesa las ondas recibidas, y un PC que adquiere los datos y los procesa. El esquema del sistema es el de la Figura Nº 12

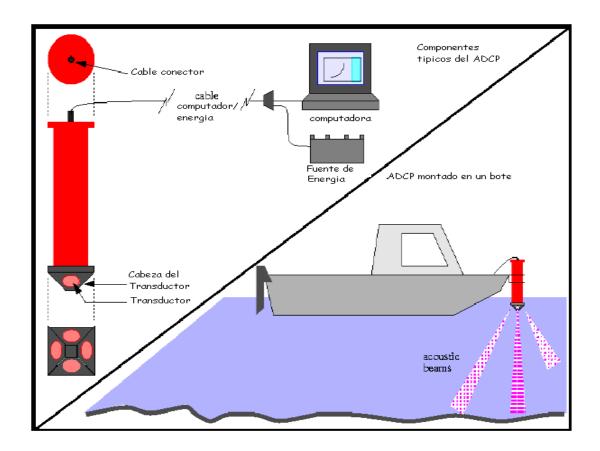


Figura Nº 12: Esquema de los componentes típicos del ADCP

(RD Instruments, 1996).

El ADCP utiliza el efecto Doppler transmitiendo sonido a una frecuencia fija y escuchando los ecos retornados por los reflectores en el agua (RD Instruments, 1996). Estos reflectores son pequeñas partículas o plancton que reflejan el sonido hacia el ADCP. Estos reflectores flotan en el agua y se mueven a la misma velocidad horizontal que el agua.

Debido al efecto Doppler, las ondas de sonido que rebotan desde una partícula que se aleja del perfilador tienen una frecuencia ligeramente menor cuando retornan. Las partículas que se acercan al instrumento envían de retorno frecuencias de onda más altas. La diferencia en la frecuencia de las ondas enviadas por el perfilador y las que recibe es llamada el cambio Doppler (Doppler shift). El instrumento utiliza este cambio para calcular la velocidad con que se mueve, la partícula y el agua alrededor.

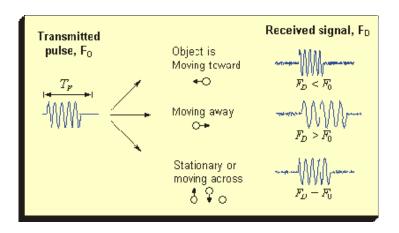


Figura Nº 13: Esquema del comportamiento de las señales enviadas y recibidas por el ADCP (www.sontek.com/princop/adp/adppo.htm)

Las ondas sonoras que rebotan en partículas lejanas del perfilador toman mayor tiempo en retornar que las partículas que están cerca. Midiendo el tiempo en que toman a las ondas retornar y el cambio Doppler, el perfilador puede medir la velocidad en diferentes profundidades con cada serie de pulsos de sonido; para hacer esto, divide al río en numerosas celdas virtuales con un área pre-definida (Figura Nº 14), configurada por el usuario de acuerdo con las condiciones ambientales, donde el equipo mide las velocidades del agua. El ADCP también otorga el perfil de la sección de fondo, con indicaciones de profundidades, longitud, dirección actual y valores de dispersión de la señal.



Figura Nº 14: Esquema de la división del río en celdas virtuales

El software que trabaja con el ADCP (WINRIVER) permite seguir los procedimientos de medición, en tiempo real y exportar los datos para ser comparados con otros parámetros obtenidos sobre la sección. (Filizola y Guyot, 1996).

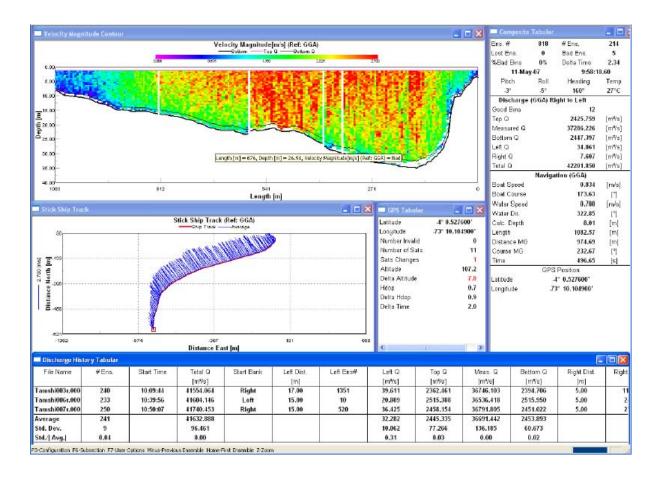


Figura Nº 15: Software que trabaja con el ADCP (Winriver) y diferentes parámetros obtenidos en el aforo.

En el Perú, esta tecnología ha sido implementada en algunos ríos amazónicos desde el año 2001, a través del proyecto Hibam, donde las características de estos ríos en cuanto a longitud, profundidad y velocidad del agua dificultan la utilización de los métodos tradicionales como el molinete.

En Brasil esta tecnología es practicada desde el año 1995 con muy buenos resultados en los aforos, además, ya se han establecido relaciones las cuales cuantifican la cantidad total de sedimentos en función de las señales emitidas por el ADCP. (Filizola y Guyot, 1996). Es así como el ADCP se constituye como una poderosa herramienta para las mediciones insitu de las características principales de los ríos en la cuenca Amazónica donde se hace difícil la utilización de métodos tradicionales.

IV. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Zona de Estudio

La cuenca del Amazonas, más importante de los ríos del Planeta en términos de superficie drenada y producción, cubre 6.112.000 km² (cerca del 5% de las tierras continentales) y vierte al Atlántico un volumen de agua que representa alrededor un 15% de las contribuciones hídricas a los océanos.

Esta cuenca, situada entre 5° de latitud Septentrional y 20° de latitud Meridional, se extiende sobre 7 países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (5,6%), Ecuador (2,3%), Venezuela (0,6%) y Guyana (0,2%). Se limita al Norte por los relieves del escudo de Guyana, al Oeste por la cadena de los Andes, al Sur por la meseta del escudo brasileño, et al Este por el Océano Atlántico. Entre los Andes y los escudos antiguos, no se señalan muy los límites de la cuenca y de los fenómenos de difluencia se observan: al Norte con Orinoco et al Sur hacia Río del Plata. (Moliner *et al.*, 1996).

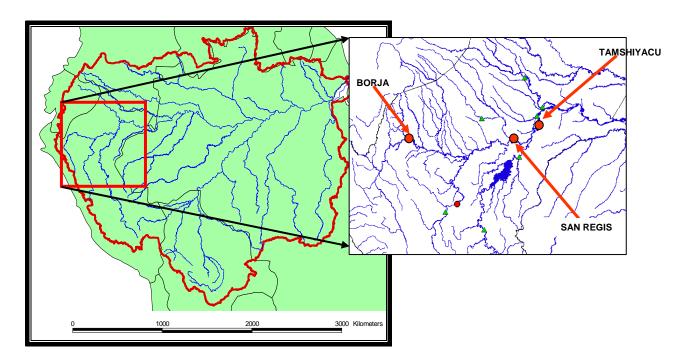


Figura 16. Ubicación de las estaciones de medición dentro de la cuenca Amazónica.

El presente trabajo se enfoca sobre la amazonía del Perú, las estaciones en las que se centra el presente trabajo se describen a continuación y se muestran en la Figura 16.

4.1.1. Tamshiyacu

La estación de Tanshiyacu (4.00°S y 73.16°W) se localiza aguas abajo de la confluencia de los ríos Marañon y Ucayali y aproximadamente a 50 km. aguas arriba de la ciudad de Iquitos. Es lla primera estación del río Amazonas. En la estación de Tamshiyacu drena un área de 733 470km² 53% dentro de la región andina (Guyot *et al.*, 2007) La serie de caudales mensuales en Tamshiyacu muestra un caudal medio de 27 500 m³/s, el valor máximo es de 47 100 m³/s (mayo de 2006) y un caudal mínimo de 9 324 m³/s (septiembre de 2005) en el periodo del 1970 – 2006 (Espinoza et al., 2006).

El río amazonas hasta la estación de Tamshiyacu muestra una fuerte disminución de sus caudales, principalmente con estiajes más severos (Espinoza et al., 2006) y una tendencia opuesta en la evolución de caudales entre el Marañón y el Ucayali en los últimos 10 años (Espinoza et al., 2007)

La sección transversal del río Amazonas en esta estación de Tamshiyacu tiene un ancho de aproximadamente 1 Km. como se muestra en la Figura 17.a. correspondiente a abril de 2005 y un caudal de 30 091m³/s.

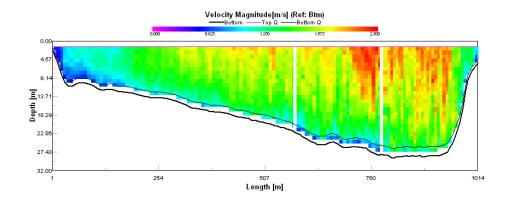


Figura 17.a. Aforo con ADCP (tecnología Doppler) 04/2005

Q = 30~091m 3 /s en la estación Tamshiyacu

4.1.2. San Regis

La estación de San Regis se encuentra en el río Marañon (4.51°S y 73.91°W) a aproximadamente 66 km de su desembocadura al río Amazonas, el caudal promedio en esta estación es de 16 230 m³/s con un 54% en la región andina (Guyot *et al.*, 2007), el valor máximo es de 26 170 m³/s (mayo de 2006) y presenta un caudal mínimo de 5 173 m³/s

(septiembre de 2005). El ancho del río en esta estación es aproximadamente de 650 m en aguas bajas.

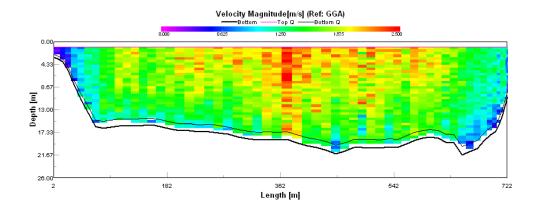


Figura 17.b. Perfîl a través de la sección y distribución de las velocidades. Aforo con ADCP (tecnología Doppler) 04/2005 Q = 17 450m³/s en la estación San Regis

4.1.3. Borja

La estación de Borja (4.47° S y 77.55° W) se ubica en el la parte alta del río Marañon aguas abajo del pongo de Manseriche, el caudal promedio drenado por esta estación es de 4 780 m³/s con 91% del área en la región andina (Guyot *et al.*, 2007), presentando un caudal máximo de 15 380 m³/s (junio de 2004) y un caudal mínimo de 1273 m³/s (noviembre de 2005). La sección transversal de esta estación tiene un ancho aproximado de 300m.

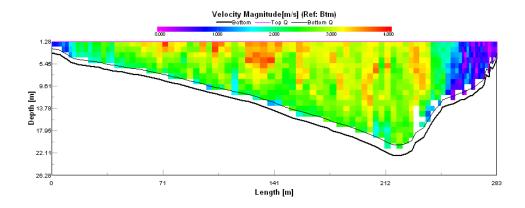


Figura 17.c. Perfil a través de la sección y distribución de las velocidades. Aforo con ADCP (tecnología Doppler) 04/2005 Q = 8 $441\text{m}^3/\text{s}$ en la estación Borja.

4.1.3 Requena.

La estación de Requena se ubica sobre el río Ucayali en la ciudad de Requena (5.03° S y 73.83° W), drena una área de 360490 km² de la cual el 55% pertenece a la región andina. El caudal medio registrado en esta estación es de 13 800 m³/s (Guyot *et al.*, 2007). En un periodo de registro de enero de 2 004 a septiembre de 2 006 registraró un caudal máximo de 21 510 m³/s y un caudal mínimo de 2 606 m³/s.

El río tiene un ancho aproximado de 600 metros en esta estación.

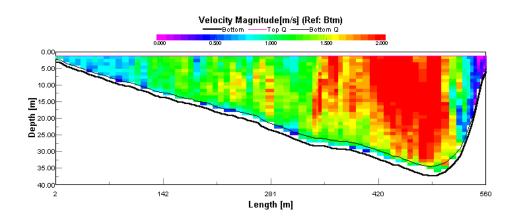


Figura 17.d. Perfil a través de la sección y distribución de las velocidades. Aforo con ADCP (tecnología Doppler) 01/2004, Q = 17 290 m³/s en la estación de Requena.

4.1.4. Bellavista.

La estación de Bellavista en el río Napo, se ubica en la ciudad de Mazan aproximadamente a 80 km aguas arriba de la desembocadura al río Amazonas (3.48° S y 73.08° W), tiene una área de drenaje de 100 520 km². La descarga media en esta estación es de 6 270 m³/s, presentando un caudal máximo de 12 360 m³/s y un caudal mínimo de 1 285 m³/s. El ancho medio del río en esta estación es de 600 m aproximadamente.

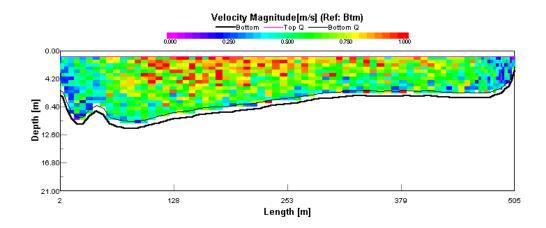


Figura 17.e. Perfil a través de la sección y distribución de las velocidades. Aforo con ADCP (tecnología Doppler) 01/2004, Q = 2 666 m³/s en la estación de Bellavista.

Estación	Río	Caudal medio	Ancho aproximado del Río
		m ³ /s	m
Bellavista	Napo	6 270	650
Borja	Marañon	4 780	300
San Regis	Marañon	16 230	450
Requena	Ucayali	11 260	500
Tamshiyacu	Amazonas	27 500	1000

Tabla Nº 4. Resumen de las estaciones

4.2. Las Fuentes de Datos

Para el presente trabajo se han tomado los datos disponibles hasta el 31 de diciembre de 2006 tanto para las Imágenes Satelitales como para los valores de material en suspensión.

4.2.1. Imágenes Satelitales

Para el presenta trabajo se han utilizado imágenes satelitales del sensor MODIS, de los satélites TERRA y AQUA, estos satélites forman parte de la misión EOS (Earth Observing System) de la NASA. El sensor fue creado para capturar imágenes de la atmósfera, mar y tierra, transmite datos en 36 bandas que van desde el espectro visible hasta el infrarrojo térmico, con una resolución espacial de 250, 500 y 1000 metros.

Específicamente se usaron imágenes de 250 y 500 m de resolución y de 8 días de temporalidad, esto indica que las imágenes vienen a ser un mosaico de 8 imágenes diarias en las cuales se han seleccionado las zonas sin nubes ni otros fenómenos atmosféricos. Esto para ambos satélites teniendo en total cuatro tipos de Imágenes: MODIS/Terra Surface Reflectance 8-Day L3 Global MOD09A1 (500 m), MOD09Q1 (250 M) y MODIS/Aqua Surface Reflectance 8-Day L3 Global MYD09 A1 (500 M) Y MOD09Q1 (250 m).

Las imágenes fueron obtenidas de la base de datos GetModis – ORE-Hybam (www.mpl.ird.fr/hybam/outils/logiciels.php) Las imágenes Terra son cada ocho días desde el 26 de febrero de 2000 al 27 de diciembre de 2006 contando con un total de 273 imágenes, y las imágenes Aqua también cada ocho días desde el 4 de julio de 2002 hasta el 26 de diciembre de 2006 haciendo un total de 198 imágenes por cada tipo.

Cabe mencionar que no todas las imágenes son buenas para el trabajo debido a la nubosidad presente en la zona

4.2.2. Datos de Concentración de Sedimentos

Los datos de concentración de sedimentos son obtenidos de la red ORE-HYBAM, la cual consiste en tomas de muestras superficiales de agua los días 01, 11, 21 de cada mes, esta muestra es tomada por un poblador local; para cada estación, las cuales son analizadas en laboratorio. Esta red obtiene muestras en 10 estaciones de los principales ríos de la amazonia peruana.

El protocolo de laboratorio sigue la siguiente rutina para el cálculo del Material en Suspensión (MES) después de tomadas las muestras

- Agitación de la muestra, para una buena homogeneización de MES en el frasco
- Filtración de la muestra sobre filtros prepesados, acetato de celulosa con una porosidad de $0,45~\mu m$.
- Determinación de MES por peso diferencial, de los filtros después de secado en estufa por una hora a 105°C.

Estos datos se encuentran disponibles vía Internet en la página Web: http://www.ore-hybam.org . De esta manera se cuenta con la siguiente cantidad de datos:

Estación Tamshiyacu 107 datos desde 01/02/04 a 21/12/06

Estación San Regis 101 datos desde 01/02/04 a 21/12/16

Estación Borja 96 datos desde 20/03/04 a 20/12/06

4.3. Metodología

Para hallar la reflectancia del las bandas Roja e Infrarrojo cercano (IRC), de las imágenes satelitales se ha procedido de la siguiente manera:

Selección de imágenes libres de nubes.

Uno de los principales problemas de las imágenes satelitales en la cuenca amazónica es la cantidad de nubes que impiden el paso de las ondas de la superficie. Por esta razón se tuvo que seleccionar las imágenes libres de nubes en las zonas de estudio (estaciones y estaciones virtuales).

Análisis espectral

La Figura N°18 es una imagen MODIS de la zona de estudio, una ves que se clasifican los píxeles se tendrá una imagen clasificada en tres componentes (agua, arena y bosques) (Figura N° 19), donde se muestra la firma espectral (el valor de la reflexión medida por el satélite en función de la banda espectral):

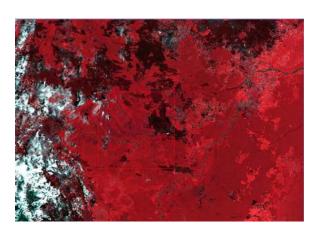


Figura N°18. Imagen MODIS Compuesto de colores (Rojo: canal Infrarrojo Cercano MODIS; Verde: canal rojo MODIS; Azul: canal verde MODIS).

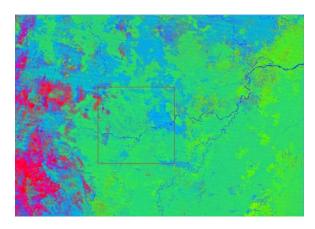


Figura Nº 19. Resultado de una descomposición de píxeles a 3 componentes: agua, vegetación, arena. La imagen es un compuesto coloreado: Rojo: componente arena. Verde: componente vegetación, Azul: componente Agua.

Las nubes que presentan una elevada reflexión muestran fracciones de "arena" fuerte debido a que la firma del componente "arena" es el más próximo a la de las nubes en comparación de los componentes "agua" y "bosque".

Luego se seleccionan solo los píxeles que corresponden al componente de agua para crear una máscara y así solamente trabajar con los píxeles correspondientes a los ríos (Figura Nº 20).

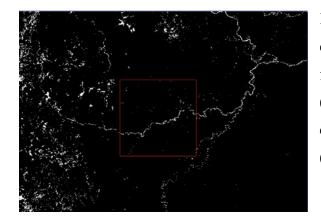


Figura N°20. Máscara que muestra exclusivamente los píxeles que presentan fracciones de agua. Los píxeles en blanco (valor = 1) son los píxeles elegidos mientras que los píxeles en negros se excluyen (valor= 0).

Se puede observar que aparecen otros píxeles que no corresponden a las zonas de los ríos, estos píxeles son de las nubes, las cuales tienen similar valor de reflectancia. Posteriormente se utilizan las bandas de calidad de las imágenes MODIS, en esta banda se separan las zonas con nubes y las sombras de las nubes (Figura Nº 21)

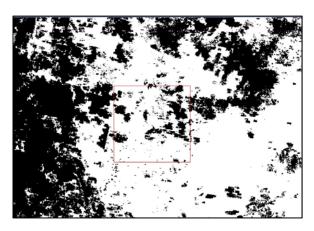


Figura N°21. Máscara obtenida a partir de la banda "calidad" de las imágenes MODIS. Los píxeles negros corresponden a las zonas nubladas o brumosas así como las zonas de sombras de las nubes.

Estas dos mascaras de sobreponen creando una mascara de los ríos y libre de nubosidad (Figura N°22), para luego multiplicar está ultima mascara por la banda luminosa que sea de interés.



Figura Nº 22. Resultado de las aplicaciones sucesivas de las 2 máscaras (Figuras 20 y 21) y dan la fracción de agua para cada píxel de río y que la mayoría de los fenómenos atmosféricos desaparecieron pero permanece algunos.

En el resultado de dicha multiplicación (Figura Nº 23) es posible medir el valor de la reflectancia.

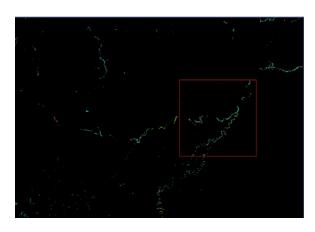


Figura N°23. Imagen de la reflexión "verdadera" de las aguas de río: Resultado de la multiplicación del componente agua encubierta (Figura N°22) con la banda infrarroja de la imagen MODIS (Figura N°19).

Los valores de los píxeles de esta imagen permitirán calibrar la relación reflectancia con la concentración de los sedimentos a las distintas estaciones de la red ORE-HYBAM.

De esta manera se pueden obtener los valores de la reflectancia de los píxeles de la zona que se pretende estudiar. Se muestra un ejemplo en la Figura Nº 24

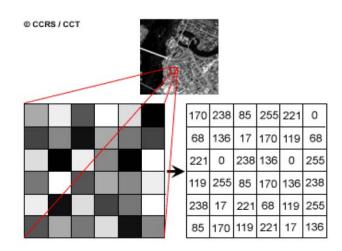


Figura 24. Valores de reflectancia de diferentes píxeles

(http://www.microimages.com/i18n/ es spanish/es introrse.pdf)

Luego en la zona de la estación se seleccionan los píxeles correspondientes y se evalúan, se calcula el promedio de la reflectancia. De esta manera se tienen el valor de reflactancia correspondiente a la fecha y a la estación para la cual se ha realizado el cálculo.

De la misma manera se procede con todas las imágenes obtenidas y para todas las estaciones de la red ORE-HyBAm.

Posteriormente se comparan los datos de MES obtenidos de las mediciones de campo con los valores de reflectancia de diferentes bandas espectrales (Rojo e Infrarrojo cercano)

Para este estudio y para automatizar el proceso se trabajo con le KMEANS 4.2, un programa de extracción de la reflectancia a partir de una mascara (Figura Nº 25) o sección de la Imagen satelital. Este programa fue elaborado por Jean Michel Martinez



Figura Nº 25 Mascara de la estación Obidos, preselecciona los pixeles a ser analizados por el algoritmo.

El algoritmo Kmeans es un método estadístico que sirve para agrupar datos con diferentes características.

Se selecciona un fragmento del río de manera de una mascara.

El algoritmo de las K-means es otro método de clasificación. Básicamente este algoritmo busca formar clusters (grupos) los cuales serán representados por K objetos. Cada uno de estos K objetos es el valor medio de los objetos que pertenecen a dicho grupo.

Inicialmente se seleccionan K objetos del conjunto de entrada. Estos K Objetos serán los centroides iniciales de los K-grupos.

- Se calculan las distancias euclidianas de los objetos (datos) a cada uno de los centroides. Los Datos se asignan a aquellos grupos cuya distancia es mínima con respecto a todos los centroides.
- 2. Se actualizan los centroides como el valor medio de todos los objetos asignados a ese grupo.
- 3. Se repite el paso 2 y 3 hasta que se satisface algún criterio de convergencia.

En las Figura Nº 25 se muestran los pixeles seleccionados por la mascara mostrada en la Figura Nº 26 y en la Figura Nº 27 se pueden observar la clasificación de los pixeles en diferentes grupos y se muestran en triángulos

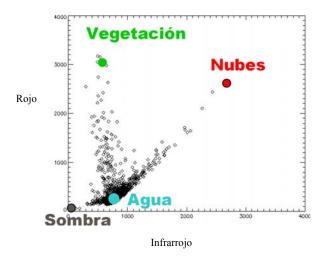


Figura Nº 26 Ploteo de la reflectancia de todos los pixeles seleccionados en la mascara, se indican las zonas teóricas de los diferentes materiales

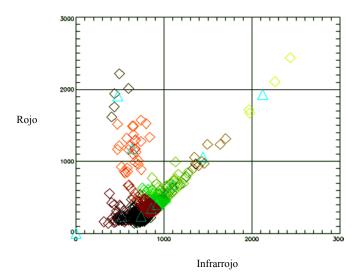


Figura Nº 27 Separación en grupos según las mezclas con otros materiales.

Una vez que se han clasificado los grupos de pixeles se procede a seleccionar el mejor grupo o el más representativo de agua pura. Para seleccionar al grupo adecuado (pixeles puros de agua) se procede de acuerdo al la siguiente ecuación:

$$\alpha * E_{agua} + \beta * E_{vgetación} + \gamma * E_{nube} = REF_{total} + \varepsilon$$
(3)

Donde:

 α : es la fracción del endmember de agua

 β : es la fracción del endmember de vegetación

 γ : es la fracción del endmember de nubes

E : es la Reflectancia del endmember cada material (Agua, vegetación y nubes)

 REF_{total} : es la reflectancia total

 ε : es el error residual.

En esta ecuación todos los valores son conocidos menos α y ε , por lo tanto se remplazan los valores de los centroides de cada grupo y se selecciona el grupo que arroje un error residual menor.

Esto se realiza para cada banda y de esta manera se pueden seleccionar los pixeles puros de agua

Test de Correlación

La tendencia en cada una de las series se calcula a partir de diferentes métodos: El test paramétrico de Pearson "r", que mide la correlación lineal entre las variables a partir de la covariancia de las variables estandarizadas por la desviación típica.

Test estadísticos no paramétricos basados en el rango son empleados. La principal ventaja de los test no paramétricos sobre los paramétricos, radica en que los primeros son más adecuados para datos con distribución diferente a la normal, que son los encontrados con mayor frecuencia en hidrometeorología.

La correlación de Spearman "ρ" (Siegel y Castellan, 1988) Es un test no paramétrico basado en el rango, utilizado principalmente en series monotónicas (Lehmann, 1975; Sneyers, 1990) cuya aplicación en datos hidrometeorológicos ha sido estudiada por Pilon et al. (1985); McLeod et al. (1991) y Hipel and McLeod (1994); entre otros. El parámetro estadístico utilizado (D) se calcula a partir de la Eq. 4, la distribución de dicho parámetro

tiene una media igual a cero (E(D) = 0) y una variancia V(D) como se muestra en la Eq. 8. La estandarización usada en este test (Z_S) se calcula a partir de la Eq. 9.

$$D = 1 - \frac{6\sum_{i=1}^{n} [R(X_i) - i]^2}{n(n^2 - 1)}$$
(4)

$$V(D) = \frac{1}{n-1} \tag{5}$$

$$Z_S = \frac{D}{\sqrt{V(D)}} \tag{6}$$

Donde $R(X_i)$ es el rango jerárquico del valor de X_i dentro de la muestra de tamaño n y Z_S presenta una distribución normal estándar N(0,1).

El test estadístico de Kendall "T" (Kendall, 1975) es también empleado, es otro test de naturaleza no paramétrica y basado en el rango, su aplicabilidad en series hidrometorológicas es bastante más extendida (Hirsch et al., 1982; Cailas et al., 1986; Gan, 1998; Yu et al., 1993; Zhang et al., 2000 y 2001; Yue et al., 2002 entre otos). Este método se basa en el test estadístico S que se calcula según la Eq. 7. empleando el operador $sgn(\theta)$ definido en la Eq. 8. Para tamaños de muestras superiores a 8 (n \geq 8) el estadístico S es aproximadamente normalmente distribuido con una media igual a cero (E(S) =0) y una variancia calculada a partir de la Eq. 9. La estandarización de este test (Z_k) se define en la Eq. 10.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^{n} \operatorname{sgn}(x_j - x_i)$$
 (7)

$$\operatorname{sgn}(\theta) = \begin{cases} 1 \to \theta > 0 \\ 0 \to \theta = 0 \\ -1 \to \theta < 0 \end{cases}$$
 (8)

$$V(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{n} t_i i(i-1)(2i+5)}{18}$$
(9)

$$Z_{k} = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{V(S)}} \to S > 0\\ 0 \to S = 0\\ \frac{S+1}{\sqrt{V(S)}} \to S < 0 \end{cases}$$
 (10)

Donde t_i es el número de lazos de grado i y Zk, presenta también una distribución del tipo N(0,1).

El P-value (valor de probabilidad, p) para calcular el límite de los estadísticos D o S, se estima a partir de una función distribuida normal acumulativa, tal como se muestra en la Eq. 8. tanto para Z_s y Z_k .

$$p = 0.5 - \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{|Z|} e^{-t^2/2} dt$$
 (11)

Yue et al. (2001) estiman la potencia de ambos test no paramétricos, encontrando una relación directa entre la potencia de los tests y el tamaño de la muestra, la pendiente de la tendencia y el nivel de significancia predeterminado, mientras que una relación inversa existe entre la potencia del test y el Coeficiente de Variabilidad de la muestra. En ambos

casos la potencia es dependiente del tipo de distribución de la muestra. Así mismo, concluyen que la potencia de ambos test es semejante en la aplicación a datos hidrometeorológicos.

La tendencia en las series temporales de caudales en cada una de las sub cuencas es evaluada al nivel de significancia de 99%; del mismo modo, se generan gráficos que muestran la estructura espacial de las tendencias a diferentes niveles de significancia (99 y 90%) dentro de la cuenca amazónica.

V. RESULTADOS Y DISCUCIONES

5.1. Reflectancia del Agua.

El agua puede tener diferentes curvas de reflectancia dependiendo del tipo de material y la cantidad que se transporte. En los ríos amazónicos se pueden distinguir tres de estos tipos:

- Agua pura
- **Aguas Blancas**, que transportan principalmente material particulado como arcillas y limos, como el río Amazonas, Marañon y Ucayali.
- **Aguas Negras**, que deben su color a la gran cantidad de materia orgánica disuelta, un ejemplo de esta agua son las cochas y algunos ríos como el río Tigre.
- Aguas Claras con fitoplancton, generalmente de color verdoso y de baja profundidad, como las zonas de inundación o el río Tapajós

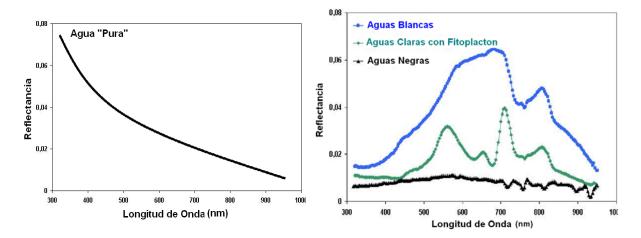


Figura 28. Reflectancia de diferentes tipos de agua

Como se menciono anterior mente las aguas blancas son las que transportan sedimentos (arcillas y limos) por lo tanto estas son las de interés en este análisis.

Para este análisis se usaron las Imágenes MODIS las cuales tienen la siguiente resolución espectral:

Banda 1 – Azul: 459 – 479 nanómetros (nm)

Banda 2 - Verde: 545 - 565 nm

Banda 3 - Rojo: 620 - 670 nm

Banda 4 – Infrarrojo Cercano: 841 – 876 nm

Banda 5 – Infrarrojo Medio 1: 1230 – 1250 nm

Banda 6 – Infrarrojo Medio 2: 1628 – 1652 nm

Banda 7 – Infrarrojo Medio 3: 2105 – 2155 nm

Por lo tanto las bandas que se analizaron fueron la 3 y la 4 de las imágenes MODIS (Rojo e Infrarrojo) que se aproximan a los picos de la curva de reflectancia de aguas blancas son las optimas para el estudio.

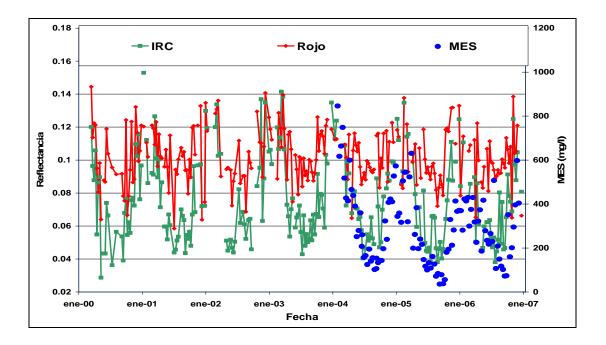


Figura Nº 29 Variación temporal de las bandas Roja e IRC y de los valores de MES en la estación Tamshiyacu.

Si observamos la figura Nº 29 podemos distinguir los valores de reflectancia de ambas bandas y los valores de MES. Se puede observar que la reflectancia de la banda IRC es mas sensible a los valores de MES y la banda roja tiene muy poca variación, ya que llegando a un valor de casi 15% se satura pero sigue la misma tendencia que los valores observados. De esta manera como los ríos que van a ser materia de esta estudio transportan agua blancas nos concentraremos en el análisis de la banda IRC de las imágenes satelitales, sinembargo la reflectancia en la banda roja sirve de apoyo para el estudio.

5.2. Filtrado de Pixeles Puros de Agua

Como se ha visto en la teoría la reflectancia del agua raras veces pasa de 20% y al tener los valores promedios de los pixeles de las mascaras por encima de este valor se supuso que se estaban tomando pixeles mezclados con suelo o con vegetación.

Por esta razón se procedió a utilizar el algoritmo Kmeans 4.2 que separa los pixeles en grupos y selecciona uno de ellos con los pixeles puros de agua. En la Figura Nº 30 se muestran los valores de la reflectancia promedio de los pixeles usando el algoritmo y sin usarlo, se nota que los valores de reflectancia del total de pixeles son bastante mayores los pixeles puros de agua presentan menor valor de reflectancia.

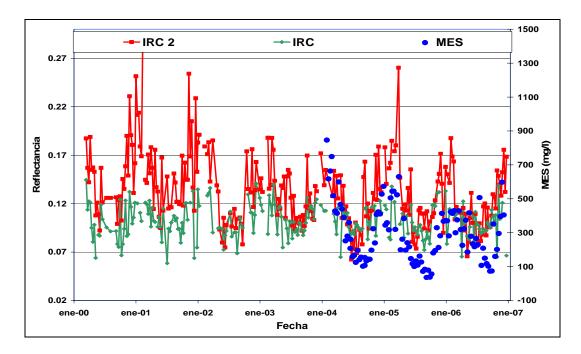


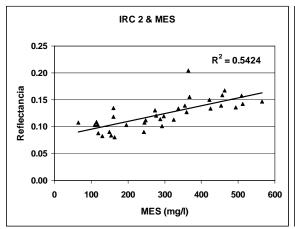
Figura Nº 30 Variación temporal de la banda IRC seleccionados por la mascara y por el algoritmo en la estación Tamshiyacu.

IRC, es la reflectancia de todos los pixeles seleccionados por el algoritmo.

IRC 2, es la reflectancia de todos los pixeles seleccionados en la mascara.

Como se aprecia en la Figura Nº 27 se tienen varios grupos y de estos se escoge el mejor que nos garantiza que tenga pixeles son puros de agua, como se explico en la metodología del algoritmo. El resto de grupos son descartados ya que son pixeles mezclados con vegetación o suelo.

De esta manera la correlación entre los valores de reflectancia y los de MES observados aumenta significativamente.



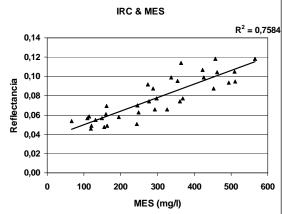


Figura Nº 31a correlación entre MES y reflectancia de toda la mascara en la estación Tamshiyacu

Figura Nº 31b correlación entre MES y reflectancia del grupo seleccionado en la estación Tamshiyacu

En las Figuras Nº 31a y 31b se indica la correlación entre los valores de MES y reflectancia sin el uso des algoritmo y con el uso de este, el valor de r² aumenta de 0.542 a 0.758.

5.3. Análisis de Sensibilidad Temporal.

Como se ha mencionado antes las muestras de concentración de sedimentos son cada 10 días y las Imágenes satelitales vienen a ser un mosaico de ocho imágenes diarias, por lo tanto puede existir una variación de hasta ocho días de diferencia entre la fecha de la imagen y el día que se tomo la muestra.

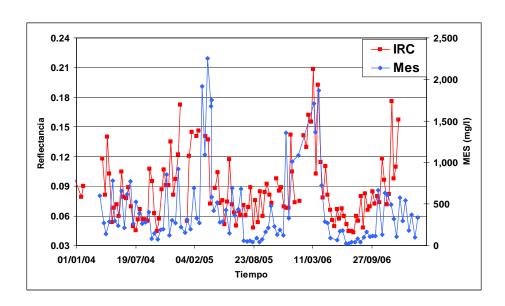


Figura Nº 32 Series de tiempo de reflectancia de la banda IRC y de concentración de MES en la estación de Borja

Como se observa en la Figura 32 los valores de concentración de sedimentos presenta una variación temporal bastante alta, se observan variaciones de 268 a 1914 mg/l, más de siete veces, entre muestras consecutivas de 10 días. De la misma manera sucede con los valores de reflectancia.

Por estas razones se vio conveniente trabajar con promedios mensuales para alisar la variación temporal, no se trabajo con medias móviles por al razón que existían datos faltantes en ambas series en algunas fechas

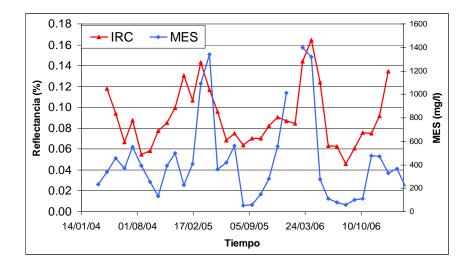


Figura Nº 33 Series de tiempo de promedios mensuales de reflectancia de la banda IRC y de concentración de MES en la estación de Borja

Los coeficientes de correlación Pearson (r) aumentan significativamente de 0.505 a 0.668.

Debido a la resolución temporal de las imágenes (8 días) se tiene también la limitante de las variaciones puntuales de la concentración de sedimentos, es el caso de la estación Bellavista sobre el río Napo, el cual no presenta un régimen estacional marcado como el resto de los ríos analizados.

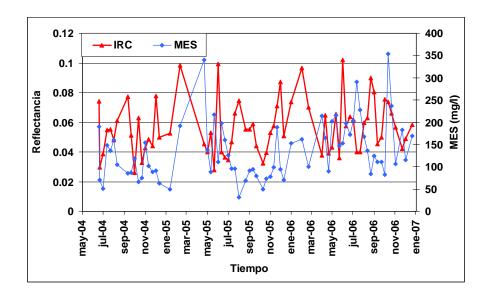


Figura Nº 34 Series de tiempo reflectancia de la banda IRC y de concentración de MES en la estación de Bellavista

Como se puede apreciar en la Figura Nº 34 la relación entre los valores de reflectancia y los de concentración de sedimentos es casi nula o nula ya que las variaciones son muy puntuales con un régimen anual muy leve. Esto nos indica que las crecidas provienen de microcuencas tributarias en las cuales ocurrió algún temporal lo que hace que las concentraciones de sedimentos se incrementen o disminuyan rapidamente.

Si se tendrían imágenes del mismo momento en que se toma la muestra la correlación seria mucho mejor.

5.4. Análisis de Sensibilidad Espacial.

En el presente trabajo se analizaron imágenes satelitales tanto de 250 m como de 500 m de resolución espacial, para lo cual se realizo el mismo proceso metodológico en ambos tipos de imágenes.

Resolución Espacial	Estación					
	Tamshiyacu		San Regis		Borja	
	r	n	r	n	r	n
250 m	0.871	35	0.620	34	0.668	34
500 m	0.550	32	0.480	31	0.598	32

Tabla Nº 4. Coeficientes de correlación de Pearson (r) para los diferentes tipos de Imágenes y numero de datos (n) en las diferentes estaciones.

A pesar que en el análisis realizado con las imágenes de 500 m de resolución un gran porcentaje de los pixeles están mezclados con vegetación se ve que la relación es significativa al 99% en todas las estaciones.

5.5. Valores de correlación Obtenidos

La comparación de los resultados obtenidos con las diferentes tipos de imágenes satelitales se muestran en el Tabla Nº 5.

	Valores de "r" para diferentes estaciones			
Tipo de Imagen	Tamshiyacu	San Regis	Borja	
Terra 250m	0.87	0.65	0.69	
Terra 500m	0.69	0.45	0.60	
Aqua 250m	0.74	0.31	0.59	
Aqua 500m	0.77	0.41	0.61	

Tabla Nº 5.Correlación (r) entre las los valores de MES y la reflectancia calculada de diferentes tipos de imágenes satelitales.

Se observa que el mejor tipo de imagen satelital para este estudio es la del satélite TERRA con una resolución de 250 m dando una correlación bastante robusta.

La correlación con las imágenes satelitales de 500 m en la estación de Borja es buena pero se sabe que en esta estación el río solo tiene 300 m de ancho, si se realizara un análisis de pixeles puros de agua solo algunos cumplirían esta prueba, sinembargo como se tiene un gran porcentaje de agua entonces llevan la asignatura del agua, por lo que tienen la misma tendencia que con los valores observados.

Se aprecia que las correlaciones en la estación de San Regis son menores que las de la estación de Borja, esto se debe a la influencia de los ríos provenientes de la zona norte que por lo general transportan pocos sedimentos, además que la estacionalidad se hace menor.

Para evaluar modalidades diferentes de asociación entre las dos series se utilizaron coeficientes de correlación lineal paramétrica como Pearson y coeficientes no parametritos basados en el rango como Spearman y Kendall. Los resultados de estas pruebas se muestran el la Tabla Nº6, en todos los casos estos valores son significantes al 99%.

	Valores de Correlación para Diferentes Estaciones			
Parametro	Tamshiyacu	San Regis	Borja	
Pearson	0.87	0.65	0.69	
Spearman	0.86	0.61	0.60	
Kendall	0.66	0.45	0.44	

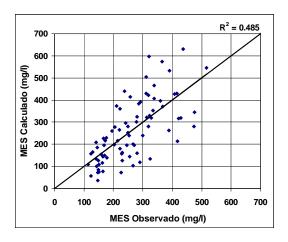
Tabla Nº 6.Correlación entre las los valores promedios mensuales de MES y la reflectancia calculada según diferentes pruebas de correlación.

5.6. Cálculos de las Concentraciones

Una vez obtenidos los coeficientes de correlación y los niveles de significancia se puede obtener los valores de concentración de sedimentos a partir de los valores de reflectancia de las imágenes satelitales. Esta estimación se realizo con ecuaciones lineales diferentes para cada estación, tanto para los valores puntuales como para los valores promediados. Así se pueden tener los siguientes resultados:

Tamshiyacu.

En la estación de Tamshiyacu se observa una muy buena correlación entre los valores de concentración de sedimentos estimados mediante las imágenes satelitales y los observados. Los valores de coeficientes de correlación Pearson son de 0.696 para 82 datos con fechas coincidentes y de 0.871 para 35 valores de promedios mensuales.



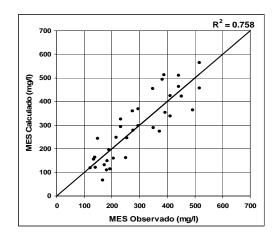


Figura Nº 35a correlación entre datos *cada 10 días* de MES calculado y MES observado en la estación Tamshiyacu

Figura Nº 35b correlación entre *Promedios Mensuales* de MES calculado y MES observado en la estación Tamshiyacu

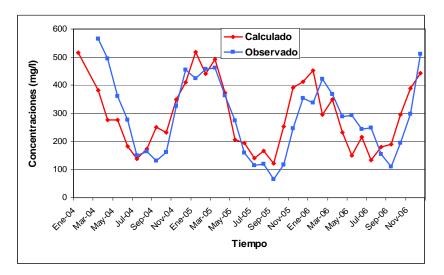
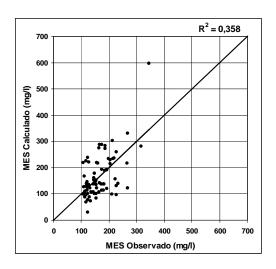


Figura Nº 35c Series de tiempo de promedios mensuales de valores de concentración calculados y observados en la estación de Tamshiyacu.

San Regis.

En la estación de San Regis se observa que la diferencia entre los valores de correlación de Pearson puntuales y de los promedios mensuales no tiene una variación tan grande a comparación con la estación de Tamshiyacu. Con un total de 77 datos para los datos puntuales se tiene un coeficiente de correlación de 0.598 y para los valores promediados la correlación es de 0.646 con 34 datos.



R² = 0,417

R² = 0,417

R² = 0,417

R³⁵⁰

100

100

200

MES Observado (mg/l)

Figura Nº 36a correlación entre datos *cada 10 días* de MES calculado y MES observado en la estación San Regis

Figura Nº 36b correlación entre *Promedios Mensuales* de MES calculado y MES observado en la estación San Regis

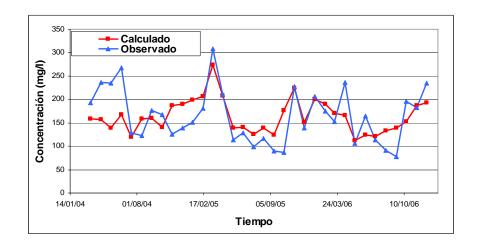
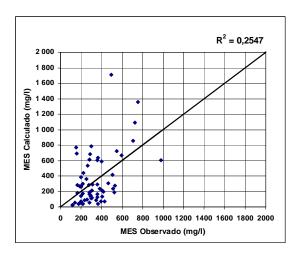


Figura Nº 36c Series de tiempo de promedios mensuales de valores de concentración calculados y observados en la estación de San Regis.

Borja.

Realizando el mismo proceso para los datos de la estación de Borja se obtuvieron los valores de correlación de Pearson de 0.505 para 63 datos puntuales y de 0.691 para 34 valores de promedios mensuales.



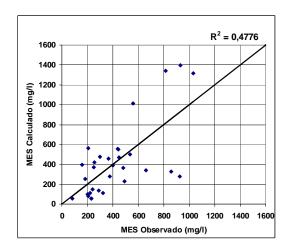


Figura Nº 37a correlación entre datos *cada 10 días* de MES calculado y MES observado en la estación Borja

Figura Nº 37b correlación entre *Promedios Mensuales* de MES calculado y MES observado en la estación Borja

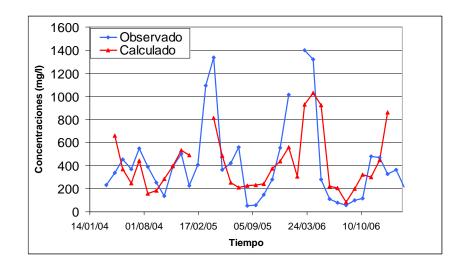


Figura Nº 37c Series de tiempo de promedios mensuales de valores de concentración calculados y observados en la estación de Borja.

Requena.

En la estación de Requena no se contaban con datos de concentración de sedimentos superficiales debido a la mudanza de un meando y la influencia de un tributario en el punto de recolección de las muestras. Por esta razón se usaron valores obtenidos de las comisiones.

De esta manera se trato de completar la serie de concentraciones usando una ecuación obtenida de las correlaciones de San Regis y Tamshiyacu.

Al no haber tributarios importantes entre las estaciones de San Regis a Tamshiyacu ni de Requena a Tamshiyacu la sumas de caudales sólidos de Requena y San Regis seria igual al de Tamshiyacu, realizando estos cálculos se obtuvieron los valores de concentración a partir de las imágenes satelitales.

En la Figura Nº 38 se muestra la seria de valores de concentración obtenidas a partir de los valores de reflectancia de las imágenes satelitales.

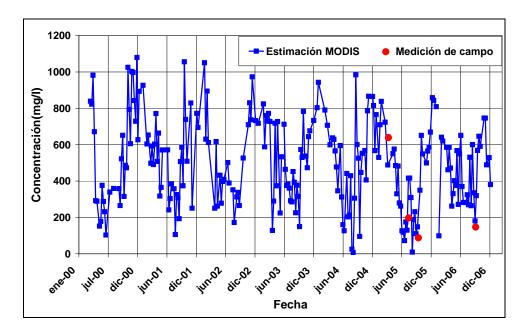


Figura Nº 38 Serie de tiempo de la concentración de sólidos en suspensión estimados mediante imágenes satelitales y los medidos en el campo.

Se observa que la serie histórica generada utilizando de las imágenes satelitales coincide con las mediciones realizadas en las campañas de aforos sólidos, a pesar que solo se tienen cuatro puntos se puede apreciar que son bastante coincidentes.

VI. CONCLUSIONES

- Esta metodología ya validada en los mares y en los ríos de la amazonía Brasileña, en los cuales se tienen grandes extensiones de espejos de agua. También es valida para la planicie amazónica peruana para completar las series de datos de la red ya existente. De esta manera se puede extender la serie desde el año 2000 con las imágenes del satélite TERRA y desde el 2002 con las imágenes del satélite AQUA, de la misma manera que se podrán completar las series en algunas fechas faltantes.
- En el presente estudio los análisis prueban que las estimaciones son bastante robustas a pesar de las dificultades para comparar los datos obtenidos en campo con los valores estimados usando imágenes satelitales como las nubes que impiden tener imágenes limpias sobretodo en épocas lluviosas, la temporalidad de las muestras tomadas en campo, o la diferencia temporal de las imágenes satelitales con las muestras.
- En la estación de Borja se aprecia que las imágenes satelitales MODIS pueden ser usadas hasta en ríos de 300 m de ancho con buenos resultados, mostrando un valor de correlación de Pearson de 0.69. Lo que resulta importante ya que los principales ríos de la planicie amazónica peruana presentan un ancho mayor a este.
- El tipo de imágenes satelitales con las que se obtuvieron mejores resultados fueron las imágenes del satélite TERRA con resolución de 250 metros seguidas de las imágenes con resolución de 500 metros del mismo satélite. Los resultados obtenidos del satélite AQUA son de menor calidad que los obtenidos con el satélite TERRA. Los valores obtenidos con las imágenes de 500 m presentan muchos pixeles que no son puros de agua por lo que no se pueden tratar de la misma manera que los datos obtenidos con las imágenes de 250m.
- Como se ha presentado en el caso de Requena la metodología usada es buena para generar una serie histórica de datos, pese a que solo se tienen cuatro datos para comparar se aprecia que estos son bastante cercanos a los valores generados



VII. <u>RECOMENDACIONES Y PERSPECTIVAS</u>

- Realizar este tipo de estudios en todos los ríos de la cuenca amazónica como sea posible a partir de los resultados obtenidos en el presente estudio se pueden realizar estudios y observar la influencia del tipo de sedimentos.
- Ampliar la red de estaciones de medición para tener las características y la calidad de los sedimentos de diferentes ríos de la planicie amazónica,
- Crear estaciones virtuales a lo largo de los principales ríos, para evaluar los cambios a lo largo de estos, y poder hacer un análisis global de los sedimentos de la amazonía, estudiando su variación temporal y espacial.
- Utilizar Imágenes de mayor resolución espacial y temporal, espacial para poder estudiar los ríos de menor ancho que 300 metros y temporal para que la comparación sea de una manera mas exacta analizando las concentraciones y reflactancias del mismo día.

VIII. BIBLIOGRAFIA

- Barbosa C.C.F. 2005 Sensoriamento Remoto da Dinâmica da Circulação da Água do Sistema Planície de Curuai / Rio Amazonas Tese de Doutorado em Sensoriamento Remoto INPE. 255p
- Barker, J.L.; Harden, M.K.; Anuta, E.A.; Smid, J. e Hougt, D. 1992, MODIS spectral sensivity study: requirements and characterization. Washington: Nasa, 84.
- Espinoza JC, Fraizy P, Guyot JL, Ordoñez JJ, Pombosa R, Ronchail J. 2006. La variabilité des débits du Rio Amazonas au Pérou. Climate Variability and Change-Hydrological impacts.IAHS Publ. 308: 424 – 429
- Filizola N. 1997. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia amazônica brasileira. Dissertação de Mestrado 122, Univ. Brasília, 86 p.
- Filizola N., Guyot J.L. (1996) The Use of Doppler Technology for suspended sediment discharge determinations on the River Amazon at Obidos. Hydrological Sciences Journal.
- Filizola N., Guyot J.L. et al. 1997. Regime anual do fluxo de sedimentos na bacia amazônica. Seminário HiBAm, Brasília, Outubro de 1997.
- Filizola N. 1997. Balanço dos fluxos de sedimentos na bacia amazônica. Seminário HiBAm, Brasília, Outubro de 1997.
- Gomez Basil, Mertes, L. A. K., Phillips J. D., Magilligan F. J., James L. A., 1995,
 Sediment characteristics of an extreme flood: 1993 upper Mississippi River valley,
 Geology; November 1995; v. 23; no. 11; p. 963–966.
- Guyot J. L., Bazan H., Fraizy P., Ordoñes J.J., Armijos E., Laraque A. 2007
 Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru: a first estimation. Water
 Qualiti and Sediments Behaviour of the Future: Predictions for the 21st Century
 (Proceedings of Symposium HS2005 at IUGG2007, Perugia, July 2007) IAHS
 Publ.314, 03 10.
- Johnson, J., Greenfield, P., Munson, A. An Evaluation of the Utility of Sub-Pixel Analysis of Thematic Mapper Imagery for the Spruce Beetle Outbreak on the Manti-LaSal National Forest.
- Justice, C. O.; Townshend, J.R.G.; Vermote, E.F., Masuoka, E., Wolfe, R.E., Saleous, N., Roy, D.P., Morisette, J.T. 2002a. An overview of MODIS Land data processing and roduct status. Remote Sensing of Environment, v. 83, 3-15,

- Kirk, J. T. O., 1994, Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems (Cambridge: Cambridge University Press).
- Lillesand, T.M.; Kiefer, R.M. 1994 Remote sensing and image interpretation. New York, N.Y.: Academic Press, 392p.
- Lopes L.M., Oighenstein A.L., Edemir Y.S., Abílio CJ. O. 2003. Sensor Modis:
 Características Gerais e Aplicações. Espaço & Geografia, Vol.6, No 1 (2003), 91:121
- Martinez J.M., Seyler F., Bourgoin L.M., Moreira-turcq M., J.L. Guyot. 2005.
 Amazon Basin Water Quality Monitoring Using Meris and Modis Data. Proc. of the
 2004 Envisat & ERS Symposium, Salzburg, Austria 6-10 September.
- Mertes, L. A. K., 1990, Hydrology, hydraulics, sediment transport, and geomorphology of the Central Amazon Floodplain, Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 225 pp.
- Mertes L.A.K., Novo E., Daniel D. L., Shimabukuro Y. E., Richey J. E., Krug T.,1996. Classification of Rios Solimões-Amazonas Wetlands through Application of Spectral Mixture Analysis to Landsat Thematic Mapper Data, VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador, Brasil, 14-19 abril 1996, INPE, p. 199-203
- Mertes L.A.K.,1997. Documentation and significance of the perirheic zone on inundated floodplains, WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 33, NO. 7, PAGES 1749–1762.
- Miller R. L., McKee B. A. 2004. Using MODIS Terra 250 m imagery to map concentrations of total suspended matter in coastal waters. Remote Sensing of Environment 93 (2004) 259–266
- Molinier M, Guyot JL, Oliveira E, Guimarães V. 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement, Paris, Mai 1995. IAHS Publ. 238: 209 – 222.
- Oighenstein L.; Lopes M.; Edemir Y.; Arai E.; Abílio O. 2003 Sensor Modis: uma Abordagem Peral. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. INPE-10131-RPQ/752, 58p.
- Pak, H., Beardsley, G. F., Heath, G. R., And Curl, H., 1970, Light-scattering vectors of some marine particles. Limnology and Oceanography, 15, 683–687.

- Radeloff, V., Mladenoff, D., Boyce, M., 1999. Detecting Jack Pine Budworm
 Defoliation Using Spectral Mixture Analysis: Separating Effects from Determinants.
 Remote Sensing of Environments 69:156-169.
- Roberts, D., Gardner, M., Church, R., Ustin, S., Green, R. Optimum Strategies for Mapping Vegetation using Multiple Endmember Spectral Mixture Models. Spectral Mixture Analysis.
- Singer, R. B., and McCord, T. B., 1979, Mars: Large scale mixing of bright and dark surface materials and implications for analysis of spectral reflectance: in Proceedings Lunar and Planetary Science Conference, 10th, p. 1835-1848.
- Smith, M. O., Ustin, S. L., Adams, J. B., And Gillespie, A. R., 1990, Vegetation in deserts: I. A regional measure of abundance from multispectral images. Remote Sensing of Environment, 31, 1–26.
- Strahler, A.; Muchoney, D.; Borak, J.; Friedl, M.; Gopal, S.; Lambin, E.; Moody, A. 1999. MODIS land cover and land-cover change products algorithm theoretical basis document (ATBD). Version 5.0, Center for Remote Sensing, Department of Geography, Boston: University, 72p.
- Townshend, J. R. G.; Justice C., Li, W.; Gurney, C.; McManus, J. 1991 Global land cover classification by remote sensing: Present capabilities and future possibilities. Remote Sensing of Environment. v.35, 243-255.
- Van der Meer, Freek (1994). Calibration of Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer Data (AVIRIS) to Reflectance and Mineral Mapping in Hydrothermal Alteration Zones: An Example from the "Cuprite Mining District". Geocarto International, 3, 23-37.
- Witte, W. G., Whitlock, C. H., Usry, J. W., Morris, W. D., And Gurganus, E., 1981, Laboratory measurements of physical, chemical, and optical characteristics of Lake Chicot sediment waters, NASA Technical Paper 1941. Langley Research Center, Hampton, VA.
- http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome
- http://eos-am.gsfc.nasa.gov
- http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml
- http://modis-250m.nascom.nasa.gov
- http://modis-land.gsfc.nasa.gov
- http://terra.nasa.gov

- http://visibleearth.nasa.gov/Sensors/Terra/MODIS.html
- http://www.microimages.com/i18n/_es_spanish/es_introrse.pdf
- http://www.nasa.gov/home/index.html
- www.sontek.com/princop/adp/adppo.htm