

19



OFICINA ESPAÑOLA DE
PATENTES Y MARCAS

ESPAÑA



11 Número de publicación: **2 684 691**

51 Int. Cl.:

G06T 5/00 (2006.01)

G06T 5/20 (2006.01)

12

TRADUCCIÓN DE PATENTE EUROPEA

T3

86 Fecha de presentación y número de la solicitud internacional: **07.03.2014 PCT/US2014/021954**

87 Fecha y número de publicación internacional: **11.12.2014 WO14197021**

96 Fecha de presentación y número de la solicitud europea: **07.03.2014 E 14807659 (9)**

97 Fecha y número de publicación de la concesión europea: **25.10.2017 EP 2972221**

54 Título: **Imágenes de satélites de compensación atmosférica**

30 Prioridad:
15.03.2013 US 201313840743

45 Fecha de publicación y mención en BOPI de la traducción de la patente:
04.10.2018

73 Titular/es:
**DIGITALGLOBE, INC. (100.0%)
1601 Dry Creek Drive, Suite 260
Longmont, CO 80503, US**

72 Inventor/es:
PACIFICI, FABIO

74 Agente/Representante:
CARVAJAL Y URQUIJO, Isabel

ES 2 684 691 T3

Aviso: En el plazo de nueve meses a contar desde la fecha de publicación en el Boletín Europeo de Patentes, de la mención de concesión de la patente europea, cualquier persona podrá oponerse ante la Oficina Europea de Patentes a la patente concedida. La oposición deberá formularse por escrito y estar motivada; sólo se considerará como formulada una vez que se haya realizado el pago de la tasa de oposición (art. 99.1 del Convenio sobre Concesión de Patentes Europeas).

DESCRIPCIÓN

Imágenes de satélites de compensación atmosférica

5 Antecedentes

10 El uso de imágenes satelitales y aéreas es popular entre las entidades gubernamentales y comerciales. Uno de los desafíos para obtener imágenes de alta calidad de la tierra es la presencia de la atmósfera entre la superficie de la tierra y el satélite que recoge la imagen. Esta atmósfera tiene vapor de agua y aerosoles que pueden provocar la absorción y dispersión de la luz. Esta dispersión puede redirigir la luz de una manera indeseable. Esto puede incluir la dispersión de la luz deseable lejos del sistema de imágenes del satélite, así como la dispersión de luz indeseable hacia el sistema de imágenes.

15 Si las condiciones atmosféricas se comprenden lo suficiente, podría ser teóricamente posible convertir la imagen capturada de la superficie de la tierra (una medida de radiancia recibida en el satélite) en una imagen de reflectancia de superficie. Existen varias técnicas para hacer tales correcciones atmosféricas o compensaciones a las imágenes: corrección atmosférica rápida (QUAC) y análisis atmosférico de línea de vista rápida de los hipercubos espectrales (FLAASH) son algunos de los más comunes ya que ambos son porción del paquete de software ENVI disponible en Exelis Visual Information Solutions, Inc. El FLAASH es altamente preciso, pero requiere el conocimiento de los componentes atmosféricos y su entrada manual, por lo que es bastante lento y, a menudo, no es posible obtener información atmosférica confiable para realizar la corrección. QUAC es completamente automático y, por lo tanto, mucho más rápido, pero su precisión es mucho menor que FLAASH.

25 QUAC es un método de compensación atmosférica infrarrojo de onda corta a través de infrarrojo visible cercano (VNIR-SWIR) para e imágenes multiespectrales e hiperespectrales. Como se usa en el presente documento, "multiespectral" e "hiperespectral" se refieren a una pluralidad de bandas espectrales discretas (por ejemplo, una banda azul en el rango 442-515 nanómetros, una banda verde en el rango 506-586 nanómetros, una banda amarilla en el rango 584-632 nanómetros, una banda roja en el rango de 624-694 nanómetros, y otras bandas discretas de color con multispectral haciendo referencia a sistemas con un número relativamente pequeño de bandas discretas (por ejemplo, 7 bandas) e hiperespectrales que se refieren a sistemas con un gran número de bandas discretas (por ejemplo, 110 bandas). "Pancromático" es un término que se refiere a una sola banda con un amplio rango de longitudes de onda y también puede denominarse como blanco y negro (por ejemplo., 405-1053 nanómetros, 397-905 nanómetros, 447-808 nanómetros o cualquier otro rango que cubre un amplio espectro. A menudo, las bandas pancromáticas cubren una gran mayoría del espectro de luz visible y/o infrarrojo cercano, pero este no es necesariamente el caso.

35 A diferencia de otros métodos de corrección atmosférica de los primeros principios, QUAC determina los parámetros de compensación atmosférica directamente de la información contenida dentro de la escena (espectros de píxeles observados), sin información auxiliar. QUAC realiza una corrección atmosférica más aproximada que FLAASH u otros métodos de primeros principios basados en la física, que generalmente producen espectros de reflectancia dentro de aproximadamente +/-15% de los enfoques basados en la física. QUAC se basa en el hallazgo empírico de que la reflectancia promedio de una colección de diversos espectros materiales, como los espectros del miembro final en una escena, es esencialmente independiente de la escena. Todo esto significa una velocidad de cómputo significativamente más rápida en comparación con los métodos de los primeros principios. FLAASH es una herramienta de corrección atmosférica de los primeros principios que corrige las longitudes de onda en las regiones visibles hasta infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, hasta 3000 nm. A diferencia de muchos otros programas de corrección atmosférica que interpolan las propiedades de transferencia de radiación de una base de datos precalculada de resultados de modelado, FLAASH incorpora el código de transferencia de radiación MODTRAN4. De nuevo, como se indicó anteriormente, FLAASH es altamente preciso, pero requiere una introducción manual y, por lo tanto, es bastante lento. QUAC es completamente automático y, por lo tanto, mucho más rápido, pero su precisión es mucho menor que FLAASH. Y, cada uno de QUAC y FLAASH requieren datos multiespectrales, y no pueden operar solo con datos pancromáticos.

40 La clasificación altamente precisa de los tipos y estados de cubierta vegetal es esencial para extraer información útil, conocimiento y predicción para una amplia variedad de aplicaciones. En muchos casos, esta clasificación de tipo y estado depende de observaciones multitemporales. En todos los casos, existen varios factores de confusión que incluyen nubes opacas, nubes cirrus, aerosoles, vapor de agua, hielo, nieve, sombras, efectos del factor de distribución de reflectancia bidireccional (BRDF) y revestimientos transitorios como agua, polvo, nieve, hielo y objetos móviles. Los objetos seudo invariantes (PIO) a menudo se usan para la calibración en órbita de sensores relativamente estables porque los PIO se encuentran en estados útiles con la suficiente frecuencia. Pero no hay suficientes PIO verdaderamente estables en el mundo con densidad espacial requerida para lidiar con los factores de confusión altamente variables de las imágenes.

55 La técnica anterior hace suposiciones simplificantes en cuanto a la presencia y estabilidad de los materiales de calibración, y la uniformidad de los efectos atmosféricos que introducen errores significativos a través de las imágenes. Hemos determinado que ignorar las variaciones fenológicas dinámicas y los gradientes de elementos atmosféricos

dentro de una escena pueden crear errores de clasificación del 45% o más. La detección de anomalías multitemporales sufre en consecuencia.

5 Por ejemplo, C.H.Liu et al, en "Image-based Derivation of Aerosol Optical Depth to Correct the Atmospheric Effect for Satellite Image", Quantitative Remote Sensing for Science and Applications, Firenze, 10-14 July 1995, International Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol. 1, pp. 151-153, DOI: 10.1109/IGARSS.1995.519675, ISBN: 978-0-7803-2568-5, prevé tomar medidas en vegetación oscura densa en las bandas verde y roja de una imagen de satélite SPOT, y por un enfoque iterativo deducir un valor para la profundidad óptica del aerosol. Ruta

10 La radiancia para el aerosol se determina mediante un método de dispersión múltiple para evitar la sobreestimación de la profundidad óptica del aerosol.

15 Como otro ejemplo, F. Zagolski et al, en "Atmospheric Corrections of AVIRIS Images with a Procedure Based on the Inversion of 5S Model", International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Surface and Atmospheric Remote Sensing: Technologies, Data Analysis and Interpretation", 8-12 August 1994, vol. 1, pp. 44-46, DOI: 10.1109/IGARSS.1994.399027, ISBN: 978-0-7803-1497-9, describió un método para recuperar la profundidad óptica del aerosol directamente de la Imagen adquirida remotamente en diferentes longitudes de onda, la profundidad óptica del aerosol debe ser tal que la reflectancia de los objetos oscuros conduzca a las reflectancias aparentes correctas. Por lo tanto, la reflectancia de los objetivos en cada píxel puede calcularse mediante iteración. El procedimiento de corrección atmosférica se basa en un cálculo de la transferencia radiante, y tiene en cuenta la información sobre la variabilidad espacial de las reflectancias locales. Los datos de imagen tienen la forma de varias bandas espectrales estrechas, de 10 nm de ancho.

Resumen

25 El alcance de la presente invención está definido por las reivindicaciones. El método completo de la invención se puede realizar automáticamente, sin intervención humana. Los datos de imagen utilizados para determinar la Profundidad Óptica de Aerosol son datos de imagen puramente pancromáticos.

30 El método de la invención permite determinar una Profundidad Óptica de Aerosol en la atmósfera relativa a una imagen satelital o aérea de la Tierra. El método incluye recibir una imagen pixelada que tiene valores de radiancia para cada píxel en la imagen; recuperar valores para parámetros atmosféricos, incluida una estimación inicial de un parámetro atmosférico de Profundidad Óptica de Aerosol; determinar una porción de la imagen (un objeto oscuro) para la cual se puede hacer una estimación de la reflectancia de la superficie; estimar la reflectancia de la superficie de la porción de la imagen; basado en la reflectancia de superficie estimada de la porción de la imagen y los parámetros atmosféricos recuperados, calculando la radiancia esperada para la porción de la imagen; comparar la radiancia de la imagen recibida para la porción de la imagen con la radiancia esperada para la porción de la imagen; y ajustando el parámetro atmosférico de la profundidad óptica del aerosol si la comparación revela una diferencia mayor que un valor umbral. Las operaciones de cálculo, comparación y ajuste se repiten según sea necesario hasta que la comparación revela una diferencia dentro del valor umbral.

45 La porción de la imagen para la que se puede hacer una estimación de la reflectancia de la superficie puede ser un objeto oscuro. La estimación de la reflectancia de la superficie para el objeto oscuro puede basarse en el valor de radiancia para el objeto oscuro, el valor de radiancia para otras porciones de la imagen y los ciertos parámetros atmosféricos. La porción de la imagen para la cual se puede hacer una estimación de la reflectancia de la superficie puede ser un objeto que varía de manera conocida a lo largo del año. Se puede hacer una determinación en cuanto a cuál de una pluralidad de clases de objetos pertenece el objeto. La pluralidad de clases de objetos puede incluir bosques, cultivos y superficies artificiales. Los valores típicos de reflectancia de superficie durante todo el año pueden conocerse para cada una de las clases de objetos. La Profundidad Óptica de Aerosol y los parámetros atmosféricos recuperados se pueden usar para convertir la imagen de una matriz de valores de radiancia a una matriz de valores de reflectancia de superficie.

Breve descripción de los dibujos

55 La descripción en este documento se describe con referencia a los siguientes dibujos, en los que los mismos números de referencia denotan elementos sustancialmente similares:

60 La Figura 1 es una ilustración de la iluminación solar recogida por un sensor de imagen en un satélite después de ser reflejada por uno de un objetivo en el suelo, un área de fondo en el suelo o la atmósfera.

La Figura 2 es una ilustración de porciones de un algoritmo de compensación atmosférica.

La Figura 3 es una ilustración de la porción de Derivar Imagen de Adyacencia del algoritmo de la Figura 2.

65 La Figura 4 es una ilustración de porciones de una porción Recuperar AOD del algoritmo en la Figura 2.

La Figura 5 es un gráfico que compara los resultados de las técnicas enseñadas en este documento contra una lona calibrada y en contra de los resultados obtenidos siguiendo las técnicas enseñadas en Riley/Harris Corp (US 2010/0008595).

5 Descripción detallada

Aunque las realizaciones divulgadas aquí en este documento son susceptibles a diversas modificaciones y formas alternativas, se han mostrado realizaciones específicas de las mismas a modo de ejemplo en los dibujos y se describen en este documento en detalle. Sin embargo, debe entenderse que no se pretende limitar la invención a la forma particular divulgada, sino que la invención debe cubrir todas las modificaciones, equivalentes y alternativas de las realizaciones de la invención tal como se define en las reivindicaciones. La descripción se describe con referencia a los dibujos, en los que los mismos números de referencia indican elementos sustancialmente similares.

La figura 1 muestra una energía reflejada que capta el satélite 20 que llega desde la dirección de un objetivo 22. El sensor de imagen en el satélite 20 o vehículo aéreo mide la radiancia (energía de la luz) recibida en el sensor. Por supuesto, la radiancia recibida es una función de la posición del sol 24, la posición del satélite 20, las condiciones atmosféricas (incluida la presencia de nubes) y otros factores. En cambio, es deseable tener la reflectancia superficial en oposición a la radiancia. Las características atmosféricas primarias que causan que la imagen capturada (radiancia) sea diferente de la reflectancia de la superficie real son el vapor de agua, la temperatura, la elevación y la profundidad y el tipo óptico del aerosol. Por supuesto, la elevación no tiene esencialmente variación temporal, mientras que el vapor de agua y la temperatura generalmente varían en el orden de semanas (con una variación más rápida). Debido a esto, los valores de vapor de agua, temperatura y elevación se pueden recuperar de una base de datos global histórica teniendo en cuenta la ubicación geográfica y la época del año o, alternativamente, uno o más de estos valores se pueden obtener de una base de datos actual, en la medida en que dichos datos estén disponibles. La cobertura del suelo también se puede utilizar para hacer una conjetura razonable sobre el tipo de aerosol. La profundidad óptica del aerosol (AOD) por otro lado tiene una alta variabilidad en el orden de horas. Por lo tanto, solo es necesario determinar el AOD, ya que los otros parámetros se pueden determinar razonablemente (a una primera aproximación estadística) a partir de los datos históricos.

Se discute aquí un método para derivar el AOD directamente de datos de imagen y luego usar el AOD (junto con el vapor de agua, temperatura, elevación y tipo de aerosol de una base de datos histórica) para convertir la imagen de una matriz de valores de radiancia a una matriz de los valores de reflectancia de superficie para cada píxel. Esto se hace eliminando los efectos de la atmósfera y la iluminación solar. Esta técnica es muy adecuada para imágenes ópticas de muy alta resolución espacial (VHR), como las imágenes obtenidas por la constelación de satélites de imágenes de DigitalGlobe. Las técnicas que se enseñan aquí pueden usar imágenes independientes de cada uno de los sensores pancromáticos (PAN) y visible/infrarrojo cercano (VNIR) para determinar el AOD. Se cree que ninguna de las otras técnicas (por ejemplo, QUAC y FLAASH) son capaces de funcionar eficazmente con datos de imagen pura o puramente pancromáticos, ya que se basan en datos de imágenes multiespectrales. Como se discutirá más adelante, los resultados hasta ahora indican que los métodos enseñados aquí son completamente automáticos y precisos en un 2-3%.

El efecto de la atmósfera en circunstancias sin nubes en la detección remota de la superficie de la Tierra con un satélite óptico se muestra en la Figura 1. La radiancia detectada por el satélite 20 incluye diferentes contribuciones: radiación dispersada por la atmósfera y que nunca alcanza el suelo que se dispersa en la dirección de visión; radiación reflejada por el objetivo de tierra en la dirección de observación; y la radiación reflejada por el fondo (el entorno del objetivo) y dispersada por la atmósfera en la dirección de observación. Esta última contribución se conoce como el efecto de adyacencia. En ciertos escenarios, también puede haber otras contribuciones.

La primera fuente de radiación descrita anteriormente es la que ya estaría presente si tanto el objetivo como el fondo no reflejaran luz. Las dos segundas fuentes descritas anteriormente se pueden dividir en dos partes: la radiación solar directa reflejada y la radiación del cielo reflejada. Por supuesto, la radiación del cielo reflejado es causada por la radiación solar que se dispersa hacia abajo. El entorno del objetivo a menudo incluye un paisaje complejo y heterogéneo, y la reflectancia del objetivo y el fondo no se aproximan bien por ser de Lambertian. Sin embargo, es posible describir el efecto atmosférico y las interacciones con la superficie de la tierra de una manera cuantitativa pero concisa utilizando la transferencia radiante de cuatro corrientes y su terminología simple asociada.

El efecto combinado de la atmósfera y la reflectancia del objetivo y el entorno del objetivo se describen con la cantidad llamada reflectancia planetaria r_p :

$$r_p = \rho_{so} + \frac{\tau_{ss}\overline{r_{dd}} + \tau_{sd}\overline{r_{dd}}}{1-\overline{r_{dd}}\rho_{dd}} \tau_{do} + \frac{\tau_{sd} + \tau_{ss}\overline{r_{sd}}\rho_{dd}}{1-\overline{r_{dd}}\rho_{dd}} \tau_{do} \tau_{oo} + \tau_{ss}\overline{r_{so}} \tau_{oo} \quad \text{Ecuación 1}$$

donde ρ_{so} es la reflectancia recibida únicamente como resultado de la dispersión de la atmósfera (donde la luz nunca llega al suelo),

r_{so} es la reflectancia bidireccional objetivo,

r_{do} es la reflectancia direccional objetivo para la incidencia difusa,

5 r_{sd} es la reflectancia media difusa circundante para la incidencia solar,

r_{dd} es la reflectancia media difusa del entorno para la incidencia,

10 T_{so} es la reflectancia bidireccional atmosférica "superior de la atmósfera" (TOA),

T_{dd} es el fondo del albedo esférico de la atmósfera,

T_{ss} es la transmitancia atmosférica directa en la dirección del sol,

15 T_{oo} es la transmitancia atmosférica directa en la dirección de visión,

T_{sd} es la transmitancia atmosférica difusa para la incidencia solar,

20 T_{do} es la transmitancia atmosférica direccional para la incidencia difusa, y

r_p es la reflectancia TOA (planetaria) (que es la reflectancia bidireccional local de la condición de la atmósfera terrestre).

Nótese que todas estas cantidades dependen de la longitud de onda.

25 Los términos en el lado derecho de la Ecuación 1 se pueden identificar (de izquierda a derecha) como debidos a:

A. Reflexión de la trayectoria causada por la luz solar dispersa dentro de la atmósfera (contribución A en la Figura 1);

30 B₁. luz solar reflejada por el objetivo directamente al satélite (contribución B₁ en la Figura 1)

B₂. Luz celeste reflejada por el objetivo directamente al satélite (contribución B₂ en la Figura 1); y

35 C. Reflectancia de la trayectoria desde el entorno del objetivo (el efecto de adyacencia, contribución C en la Figura 1) (tenga en cuenta que este efecto se puede dividir en la contribución de la iluminación solar directa del entorno que se dirige al satélite C₁ y la iluminación solar indirecta de los entornos que son dirigidos al satélite C₂).

40 Es importante señalar que todas las contribuciones para el modelado de radiación de la escena están presentes, a excepción de los parámetros atmosféricos. Estos pueden estimarse mediante la técnica de interrogación MODTRAN propuesta en W. Verhoef y H. Bach, "Simulation of Hyperspectral and Directional Radiance Images using Coupled Biophysical and Atmospheric Radiative Transfer Models", Remote Sensing of Environment, vol. 87, no. 1, pp.23-41, septiembre de 2003.

45 Suponiendo una superficie Lambertiana uniforme, la radiancia en el sensor se puede escribir en una forma simplificada de la siguiente manera:

$$L = L_0 + G_b \frac{r_b}{1-r_b S} + G_t \frac{r_t}{1-r_b S} \quad \text{Ecuación 2}$$

donde r_t es la reflectancia de la superficie objetivo,

50 r_b es la reflectancia de la región circundante,

S es albedo esférico atmosférico,

55 L es la radiancia en el sensor,

L_0 es la radiancia de la retrodispersión de la atmósfera,

G_b coeficiente de píxel circundante (depende de la condición atmosférica y geométrica), y

60 G_t coeficiente de píxel objetivo (depende de la condición atmosférica y geométrica).

Resolviendo para r_t , la formulación final se puede expresar como:

$$r_t = \frac{L - L_0 + \frac{G_b}{G_t}(L - \bar{L})}{G_b + G_t + (\bar{L} - L_0)S} \quad \text{Ecuación 3}$$

5 Para derivar los cinco parámetros efectivos para un estado atmosférico y geometría dados, se deben calcular tres corridas MODTRAN, con albedos de superficie espectralmente plana de 0%, 50% y 100%, respectivamente. Se pueden encontrar más detalles sobre esto en Verhoef y Bach.

10 La Figura 2 muestra el flujo del proceso del algoritmo de corrección atmosférica. El recuadro 32 muestra los datos de imagen 34 y los metadatos 36 asociados que se recuperan. Estos metadatos pueden incluir el tiempo de adquisición, la ubicación del terreno (por ejemplo, latitud y longitud) (en al menos una realización, esto se determina píxel por píxel), la posición del sol en relación con la ubicación del terreno (por ejemplo, acimut y elevación), y la posición del satélite en relación con la ubicación del terreno (por ejemplo, azimut y elevación). Esta imagen y metadatos se usarán en el Recuadro 38 Recuperar AOD y el recuadro 42 Derivar Imagen de Adyacencia, cada uno descrito adicionalmente más adelante.

15 Además, a partir de estos metadatos 36, se puede acceder a una base de datos global 40 para proporcionar valores históricos de algunos o todos los parámetros siguientes: temperatura, cobertura del suelo, vapor de agua, AOD y elevación. También podría incluirse en este punto del algoritmo una determinación de la ubicación de las nubes. Por ejemplo, una máscara de altura de característica de borde nuboso calculada previamente de acuerdo con las enseñanzas de la Solicitud de Patente de Estados Unidos presentada con concurrencia No. 13/835,804, titulada "Using Parallax in Remote Sensing to Determine Cloud Feature Height," y publicada como US 2014/268094

25 La temperatura podría aproximarse aproximadamente al estar en uno de varios valores de temperatura (por ejemplo, -16°C, -1°C, 15°C, 21°C y 27°C) o podría usarse un valor más preciso para la temperatura. El tipo de aerosol puede ser uno de tipo urbano, rural, desierto, marítimo, NAVI (un tipo de océano oceanográfico) o una mezcla de uno de estos. La columna de vapor de agua puede expresarse en gramos por centímetro cuadrado. AOD no tiene unidades en una realización.

30 La función 38 Recuperar AOD se muestra en forma simplificada en la Figura 2 y con más detalle en la Figura 4. En primer lugar, una conjetura inicial de AOD se hace 44 (que muy probablemente se repetirá más tarde para obtener una mejor estimación de AOD). Esto puede hacerse de cualquier manera adecuada. En una realización, se asume que la visibilidad es buena. En otra realización, la estimación inicial para AOD puede estar relacionada con el valor de AOD calculado en el pasado, si ha habido un cálculo pasado, o se ha recuperado de la base de datos global. Sin embargo, se hace la suposición inicial para AOD, este valor para AOD se suministra al Modelo de transferencia radiante (RTM) 46, como lo son los valores históricos descritos anteriormente recuperados de la base de datos global.

35 En una realización, el Modelo de Transferencia Radiante (RTM) utilizado es MODTRAN. MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission) es un programa de ordenador diseñado para modelar la propagación atmosférica de radiación electromagnética para el rango espectral de 0.2 a 100 μm . La versión más reciente del código es MODTRAN5. Todo el desarrollo y mantenimiento del código MODTRAN es realizado actualmente por Spectral Sciences, mientras que la Fuerza Aérea se encarga de la validación y verificación del código. MODTRAN5 está escrito completamente en FORTRAN. Se opera usando un archivo de entrada formateado. Los terceros, incluido Ontar, han desarrollado interfaces gráficas de usuario para MODTRAN para facilitar la interacción del usuario y la facilidad de uso. Visita <http://modtran5.com/> para más información. Básicamente, el RTM usa el AOD y los valores históricos de la base de datos global para calcular S, L₀, G_t y G_b.

45 La recuperación de la profundidad óptica del aerosol (AOD) se puede obtener a partir del llamado objeto oscuro (DO), es decir, un píxel (o grupo de píxeles) que tiene el menor valor de radiancia medido por el sensor. El concepto de objeto oscuro ha sido ampliamente investigado en la literatura, y se pueden encontrar varios ejemplos en P.S. Chávez, "An Improved DarkObject Subtraction Technique for Atmospheric Scattering Correction of Multispectral Data", Remote Sensing of Environment vol. 24, no.3, pp. 459-479, abril de 1988.

50 Un objeto oscuro (DO) se encuentra (48) en la imagen. Esto puede hacerse de cualquier manera adecuada, pero una forma de hacerlo se describe en conjunto con la Figura 4 a continuación. Como se describirá a continuación, utilizando el valor inicial para AOD y los valores de la base de datos global, se puede calcular la radiancia de TOA esperado para el DO (50). La radiancia esperada para el DO se puede comparar (52) con la radiancia medida para el DO, con un cálculo de error. Si la diferencia es mayor que un umbral predeterminado, el AOD se modifica (56) y se calcula una nueva radiancia esperada que luego se puede comparar con la radiancia medida. Este proceso continúa de manera iterativa hasta que se encuentra un AOD que proporciona una radiancia esperada que está lo suficientemente cerca (54) de la radiancia medida. Ese valor para AOD se puede usar para que esa imagen convierta (58) la radiancia medida para cada píxel a una reflectancia de superficie para cada píxel en la imagen.

60 La Figura 3 muestra el algoritmo 70 para calcular el efecto de adyacencia. El efecto de adyacencia atmosférica es causado por la dispersión de la radiación de los objetos adyacentes al objetivo. Este efecto es fuertemente dependiente

de la longitud de onda y también está influenciado por el estado atmosférico y su estructura vertical. Se encontró experimentalmente que un solo filtro de convolución de gran tamaño produce una subestimación de la reflectancia superficial en casos de pequeñas discontinuidades espaciales de baja reflexión (por ejemplo, un pequeño parque dentro de un área altamente construida en las bandas visibles). Para superar esta limitación, se puede usar un segundo filtro de convolución de tamaño pequeño L^s .

Como puede verse en la Figura 3, en una realización, el algoritmo 70 toma la imagen 34 y deriva tanto una imagen 72 filtrada de tamaño pequeño como una imagen 74 filtrada de tamaño grande para cada banda espectral. El filtro de pequeño tamaño puede ser un simple filtro de convolución de 5×5 . El filtro de gran tamaño puede ser un filtro basado en gamma, cuyos componentes están asociados con las propiedades atmosféricas de la imagen y la longitud de onda específica. De estas dos imágenes derivadas 72 y 74, la imagen de adyacencia se deriva 76, con las entradas del Modelo de Transferencia Radiante 46.

Se ha propuesto un enfoque iterativo interesante en la patente de EE. UU. Publicación No. 2010/0008595 de Riley et al./Harris Corp. Donde se supone que la porción de baja intensidad de una imagen (es decir, el DO) está asociada con la reflectancia de la luz principalmente debido al efecto atmosférico, tal como la turbidez. Se usan diferentes valores para el parámetro de visibilidad (es decir, el AOD) para generar modelos iterativamente hasta que se encuentre un valor de parámetro de visibilidad que proporcione un modelo atmosférico que coincida con la radiancia del DO. Sin embargo, la suposición de que el objeto oscuro es completamente negro, es decir, $r_t = 0$, generalmente no es cierto. Por ejemplo, un cuerpo de agua oscura tiene una reflectancia muy baja en las longitudes de onda NIR, pero puede tener una reflectancia mucho más alta en longitudes de onda más cortas (menos de 550 nm). Esto lleva a una sobreestimación del AOD si no se usa el modelo radiante completo (Ecuación 2). Por lo tanto, las técnicas divulgadas en este documento son una mejora con respecto a Riley, ya que utilizó una reflectancia para el DO de 0.0, además de que no utilizó el modelo de transferencia radiante completo.

En cambio, las técnicas enseñadas en este documento explotan el modelo completo tal como lo proponen Verhoef y Bach. Específicamente, después de que se detecta un objeto oscuro y su valor se convierte en radiancia, se usa un valor inicial de AOD para recuperar las cinco incógnitas en la ecuación 2. Se encontró experimentalmente que es necesario aplicar un filtro de convolución de pequeño tamaño antes de buscar el DO para reducir el ruido que puede estar presente en el extremo inferior del histograma. Sucesivamente, se realizan dos simulaciones independientes de la radiación de TOA, una para la radiancia del objetivo y la radiancia de adyacencia (o de fondo). Estas dos cantidades se combinan juntas en función de su magnitud.

Finalmente, se calcula un error (denominado función de costo (CF) en las Figuras 2 y 4) entre la radiancia DO TOA medida y la radiancia de TOA esperada.

Es importante tener en cuenta que es necesario preservar el signo del error. De hecho, si el error es ≥ 0 , la conjetura inicial de AOD es menor que la correcta. Por lo tanto, el proceso se itera usando un valor más alto de AOD. Si el error es ≤ 0 , la conjetura inicial de AOD es mayor que la correcta. Por lo tanto, el proceso se itera utilizando un valor inferior de AOD. El proceso iterativo finaliza con $|\text{error}| \leq \epsilon$ con $\epsilon \rightarrow 0$.

El bloque 100 del Edificio de Recuperación de Profundidad Óptica de Aerosol se muestra con más detalle en la Figura 4. Esto puede incluir derivar 102 un filtro de paso bajo para cada banda espectral (por ejemplo, un filtro de convolución 3×3 simple) e identificando 104 un objeto oscuro para cada banda espectral (por ejemplo, determinada por el valor de 0.1% del histograma). A partir de esto, la radiancia del objeto oscuro para cada banda espectral se deriva 106. En paralelo, la radiancia del fondo para cada banda espectral se deriva 108 (la determinación de adyacencia ya discutida o un promedio de la radiancia de la imagen completa, o alguna otra técnica adecuada). La radiancia del objeto oscuro y del fondo, junto con la salida del modelo 46 de transferencia radiante, se usan para derivar la reflectancia 110 del objeto oscuro, así como la reflectancia 112 del fondo. En otras palabras, una vez que se conoce el AOD (o suponemos que lo conocemos) y tenemos todos los valores para G_t , G_b , S y L_0 , y el mapa de adyacencia, podemos simplemente usar la Ecuación 3 para calcular la reflectancia del objetivo (r_t). Para el fondo (r_b), aún podemos usar la Ecuación 3, pero en este caso la radiancia medida debe corresponder al mapa de adyacencia o un promedio de la radiancia como se discutió anteriormente.

A partir de estos valores de reflectancia, $L^{\text{sim}(t)}$ (la radiancia esperada para el DO) puede derivarse 114 y $L^{\text{sim}(b)}$ (la radiancia esperada para el fondo) puede derivarse 116. A partir de estos dos valores, L^{sim} (la radiancia total de TOA del DO y el fondo) se deriva 118. El cálculo de comparación o error se realiza 120. Se realiza una prueba 122 para ver si la norma del error se minimiza (por ejemplo, podría compararse con un umbral predeterminado). De lo contrario, el valor de AOD se ajusta 124 y el algoritmo 100 se repite para determinar nuevas reflectancias de objetivo y de fondo y nuevas radiaciones de fondo y objetivo esperadas y observar nuevamente la comparación (o error (CF)). Si el error se ha minimizado, se sale del algoritmo y ese valor de AOD se utiliza en los cálculos de reflectancia de superficie posteriores y el valor de AOD se almacena para un posible uso futuro.

Las técnicas descritas en este documento han sido probadas: (a) usando lonas calibradas (para las cuales se conoce muy exactamente la reflectancia de la superficie) para evaluar la precisión del algoritmo en la determinación de la reflectancia; (b) comparando el AOD determinado por el algoritmo con los valores AOD medidos directamente por los

5 sistemas existentes diseñados para medir directamente el AOD; y (c) con mediciones in situ de ASD sobre varios objetivos. Las pruebas revelan que los algoritmos descritos en este documento proporcionan valores de reflectancia y valores de AOD que coinciden estrechamente con los valores conocidos. La figura 5 muestra una comparación entre una lona calibrada, los resultados que utilizan las técnicas enseñadas por Riley (Harris Corp), y los resultados que utilizan las técnicas que se enseñan en este documento.

10 El AOD se puede determinar para un DO único en cada imagen y ese valor para AOD se puede usar para cada píxel en la imagen al convertir de radiancia a reflectancia superficial. Alternativamente, el AOD puede determinarse para uno o más DO en cada imagen y se puede realizar un modelado kriging entre los DO para proporcionar valores separados de AOD para diferentes porciones de cada imagen. Por ejemplo, esto podría realizarse píxel a píxel.

15 Además para determinar el AOD al encontrar una o más DO y calcular el AOD(s) que proporcionaría la radiancia medida para las DO (utilizando valores históricos de otros parámetros atmosféricos), se podría usar un proceso similar con Objetos de Corrección Atmosférica Modelados (MACO) como se divulgó en la Solicitud de Patente de Estados Unidos presentada con concurrencia No. 13/844,309, titulada "Modeled Atmospheric Compensation Objects" y publicada como US 2014/0270502 A1.

20 Como se puede apreciar, las técnicas enseñadas en este documento son ventajosas porque permiten un método automático y preciso para determinar el AOD a partir de datos de imágenes y valores históricos de una base de datos histórica. Con información precisa de AOD, se puede realizar una conversión precisa desde la radiancia medida a la reflectancia de la superficie.

25 Aunque las realizaciones de la invención se han ilustrado y descrito en detalle en los dibujos y en la descripción anterior, dicha ilustración y descripción se deben considerar como ejemplos y no de carácter restrictivo. Por ejemplo, ciertas realizaciones descritas anteriormente pueden combinarse con otras realizaciones descritas y/o dispuestas de otras maneras. Por consiguiente, debe entenderse que solo se han mostrado y descrito realizaciones de ejemplo y variantes de las mismas. El alcance de la invención es el que se define por las reivindicaciones.

REIVINDICACIONES

1. Un método para determinar una Profundidad Óptica de Aerosol en la atmósfera relativa a una imagen satelital o aérea de la Tierra, que comprende:
- 5 recibir en un sensor (20) una imagen pixelada (34) que tiene valores de radiancia para cada píxel en la imagen;
- recuperar valores para parámetros atmosféricos, que comprenden al menos una estimación inicial (44) de un parámetro atmosférico de una Profundidad Óptica de Aerosol (AOD);
- 10 identificar (48) una porción de la imagen para la cual se puede hacer una estimación de la reflectancia de la superficie, siendo la porción un píxel o grupo de píxeles que tiene el menor valor de radiancia en la imagen, llamado objeto oscuro (DO);
- 15 estimar la reflectancia de la superficie r_t de la porción de la imagen; basado en la reflectancia estimada de la superficie r_t de la porción de la imagen y los parámetros atmosféricos recuperados, calculando (50) la radiancia esperada L para la porción de la imagen;
- 20 comparar (52) la radiancia de la imagen recibida para la porción de la imagen con la radiancia L esperada para la porción de la imagen; y
- ajustar (56) el parámetro atmosférico de la Profundidad Óptica de Aerosol (AOD) si la comparación revela una diferencia mayor que un valor umbral ϵ ; en la que operaciones de cálculo (50), comparación (52) y ajuste (56) se repiten según sea necesario hasta que la comparación revela una diferencia dentro del valor umbral ϵ , caracterizada porque los datos de imagen utilizados para determinar el parámetro atmosférico de Profundidad Óptica de Aerosol (AOD) es información de imagen puramente pancromática.
- 25
2. Un método según la reivindicación 1, en el que la estimación de la reflectancia superficial para el objeto oscuro se basa en el valor de radiancia para el objeto oscuro (DO), el valor de radiancia para otras porciones de la imagen y los parámetros atmosféricos recuperados.
- 30
3. Un método según la reivindicación 1, en el que la porción de la imagen para la que se puede realizar una estimación de la reflectancia superficial es un objeto que varía de forma conocida a lo largo del año, en el que se determina cuál de una pluralidad de las clases de objetos a las que pertenece el objeto, y los valores típicos de reflectancia de superficie r_t durante todo el año son conocidos para cada una de las clases de objetos.
- 35
4. Un método según la reivindicación 3, en el que la pluralidad de clases de objetos incluye bosques, cultivos y superficies hechas por el hombre.
- 40
5. Un método como se define en la reivindicación 1, en el que la Profundidad Óptica de Aerosol (AOD) y los parámetros atmosféricos recuperados se utilizan para convertir la imagen de una matriz de valores de radiación L en una matriz de valores de reflexión de superficie r_t .
- 45
6. Un método como se define en la reivindicación 1, donde las operaciones de cálculo (50), comparación (52) y ajuste (56) para obtener un valor para el parámetro atmosférico de la Profundidad Óptica del Aerosol (AOD) se realizan usando una pluralidad de objetos oscuros (DO) en la imagen, y el método comprende realizar modelado de kriging entre los objetos oscuros (DO) para proporcionar valores separados del parámetro Atmosférico de la Profundidad Óptica del Aerosol (AOD) para diferentes partes de la imagen.
- 50
7. Un método como se define en la reivindicación 1, donde la operación de cálculo (50) incluye usar la estimación inicial de la Profundidad Óptica del Aerosol (AOD) y usar una función de transferencia que incluye dispersión dentro de la atmósfera de la luz solar hacia el sensor (20), la luz solar reflejada por el objeto oscuro directamente al sensor (20), luz celeste reflejada por el objeto oscuro directamente al sensor (20) y la luz solar reflejada desde regiones de la superficie de la Tierra que rodean el objeto oscuro y luego se dispersan dentro de la atmósfera hacia el sensor (20).
- 55

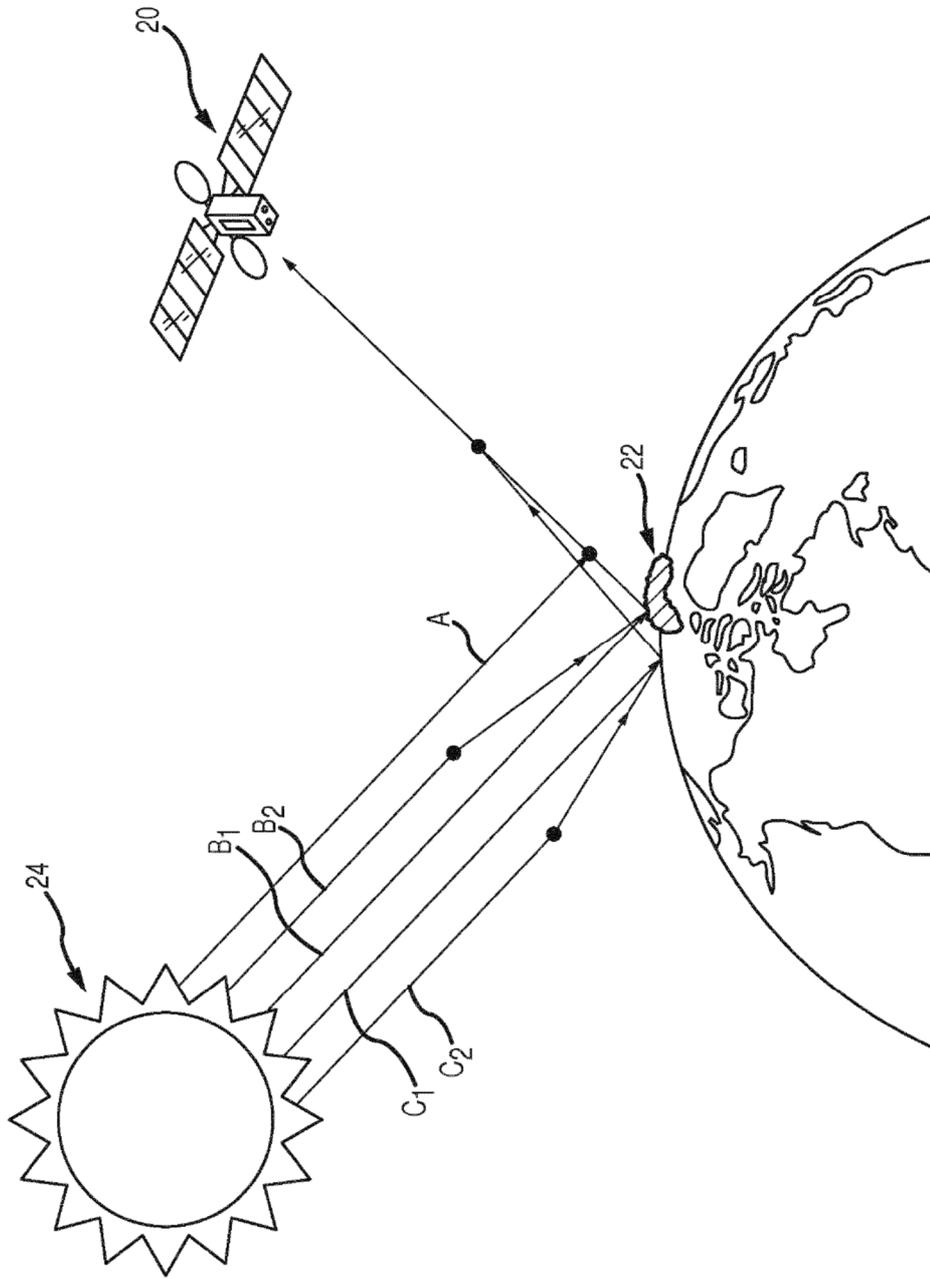


FIG.1

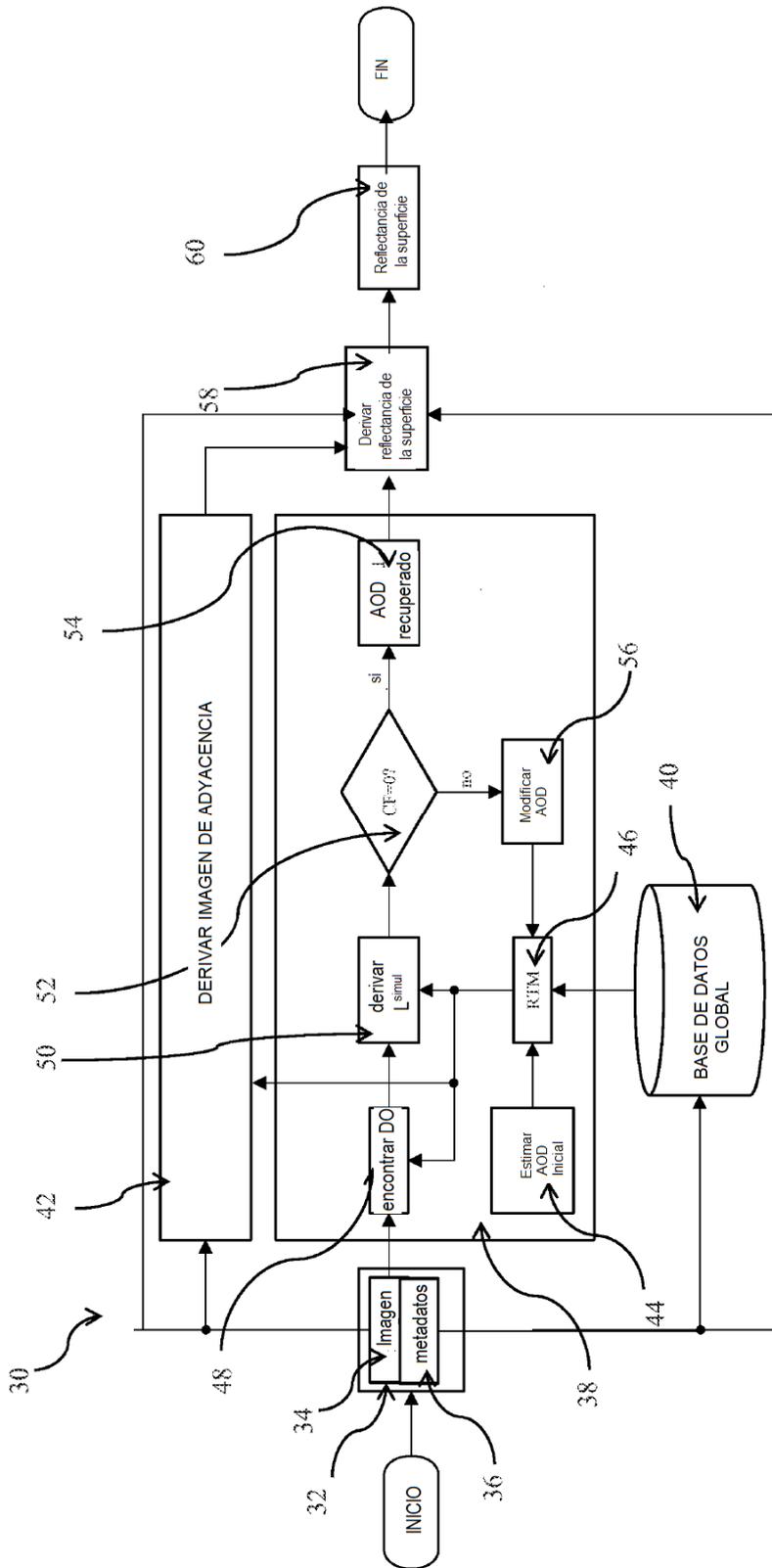


FIGURA 2

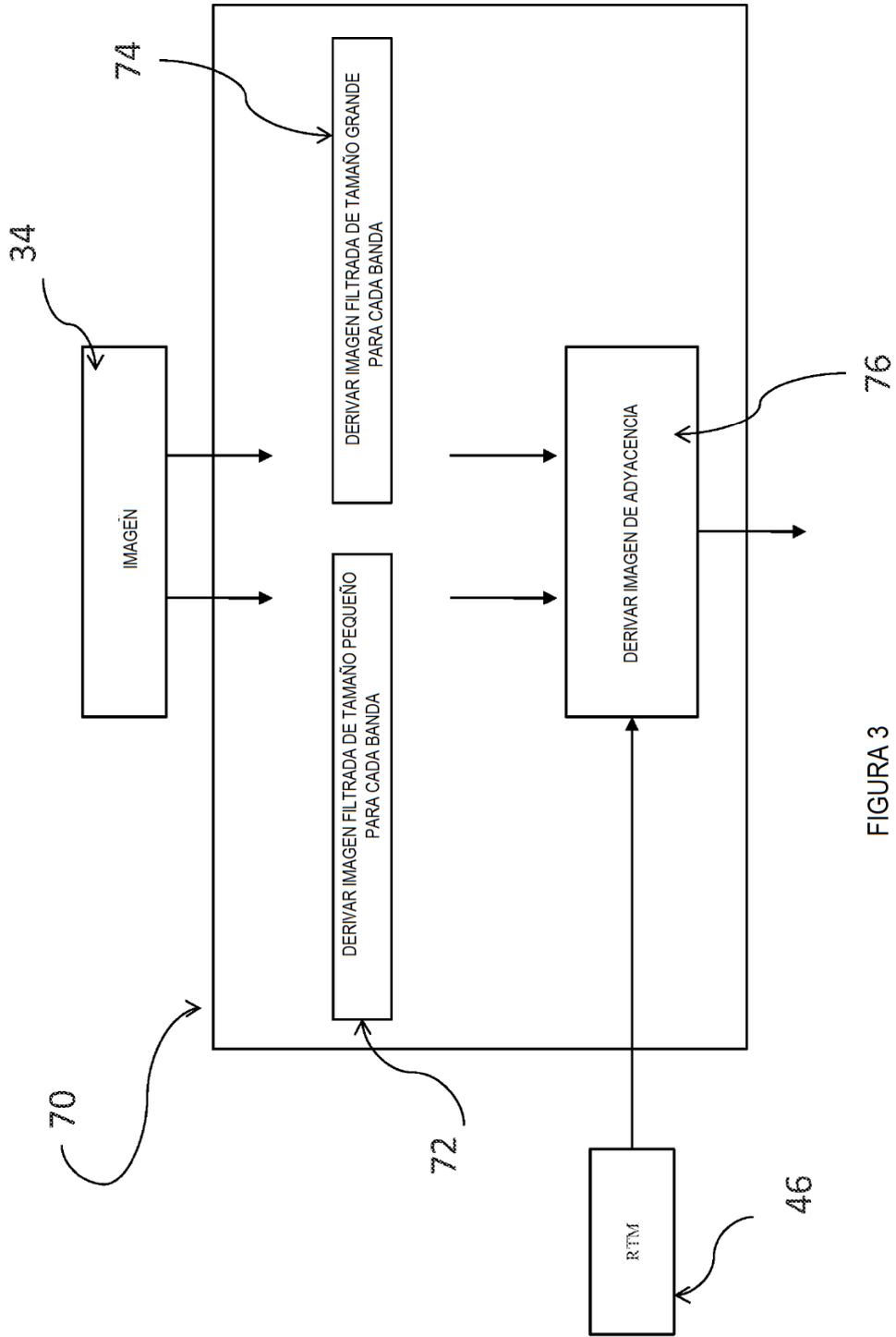


FIGURA 3

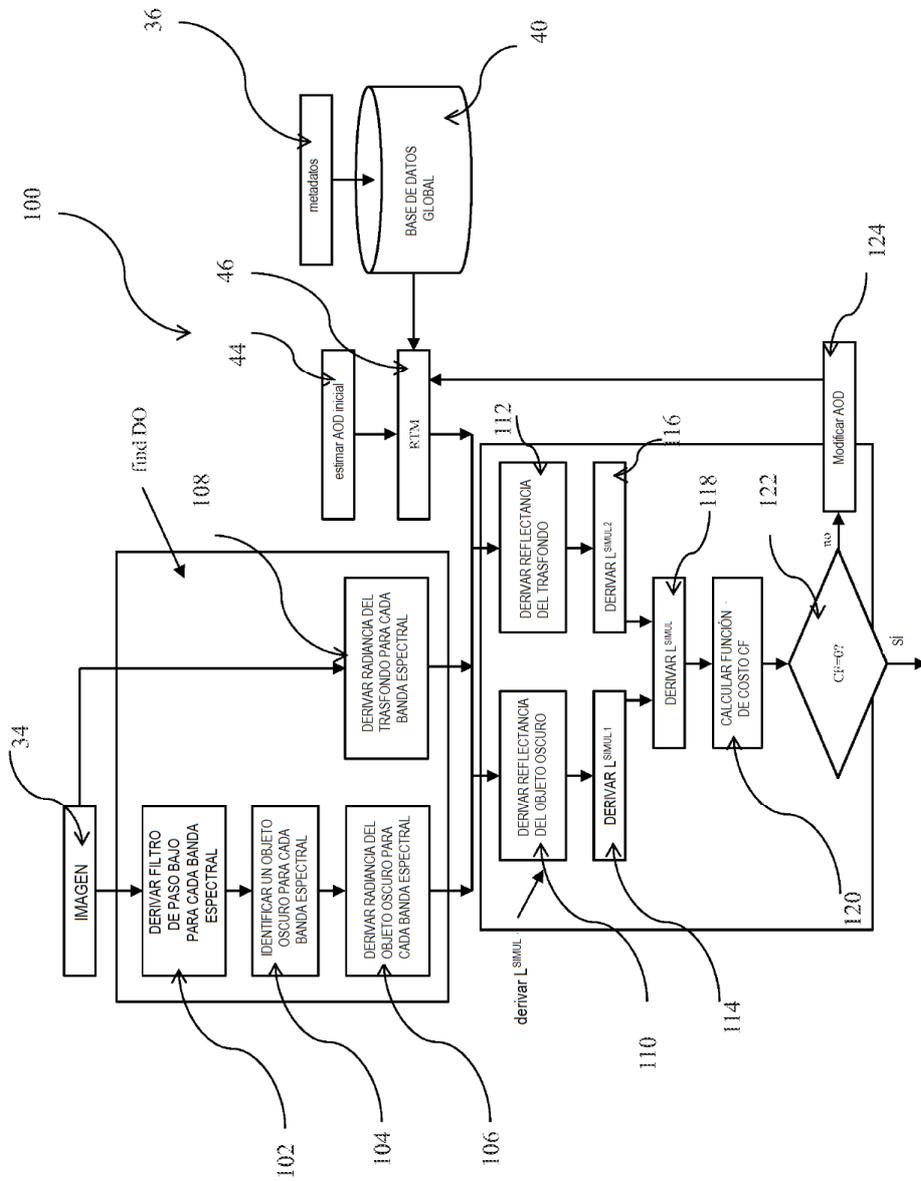


FIGURA 4

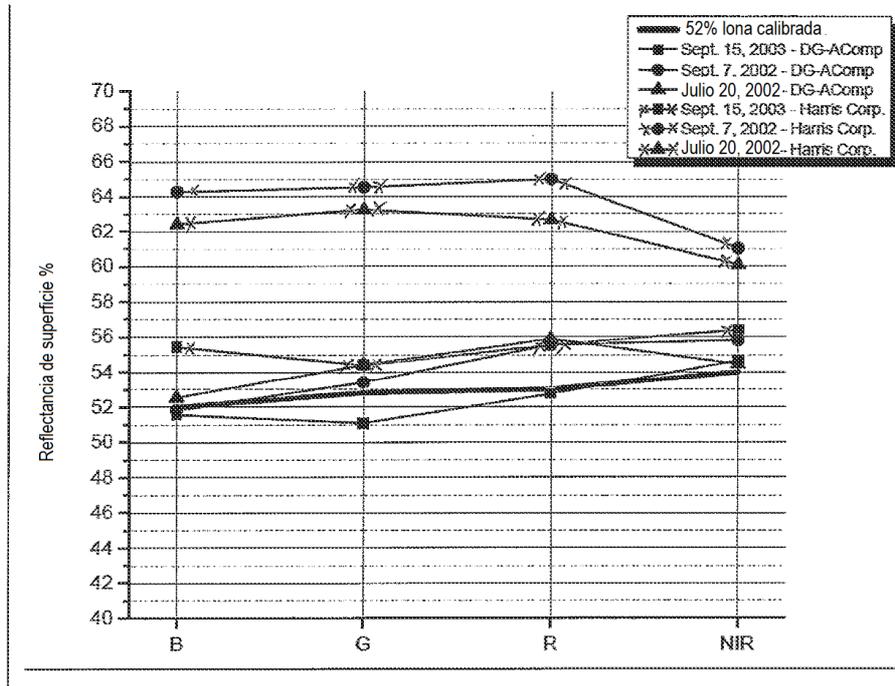


FIGURA 5