

II Seminario Internacional de Cambio Climático y Sumideros de Carbono

Santa Fe, Argentina

EL USO DE LAS TORRES DE FLUJO PARA INVESTIGAR LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y EL ROL DEL ECOSISTEMA

Disertante: Humberto Ribeiro da Rocha
Universidad de San Pablo (USP), San Pablo, Brasil¹

Estas charlas de contenido científico tienen por objetivo cubrir varias áreas de investigación en las disciplinas ambientalistas de la ecología, la atmósfera y la hidrología. Aprovechando el interés en tratar el tema de las torres de flujo, analizaremos cuál es su uso en el estudio de la variabilidad climática y el rol de los ecosistemas terrestres. En la **Primera Parte** hablaré sobre cómo la técnica de monitoreo de torre se relaciona con un número de otros temas científicos. En la **Segunda Parte** hablaré sobre la implementación y las técnicas de monitoreo. Este es un tema muy específico que podría ayudar a CIOMTA en su proyecto pionero de utilizar torres de flujo en Argentina. En una **Tercera Parte**, mostraré varios ejemplos de observación de campo en Sudamérica, para que ustedes tengan una idea de los proyectos que actualmente se están desarrollando en el continente.

A continuación, un resumen de las charlas:

- El uso de las torres de flujo: su contribución.
- Cambios climáticos globales y regionales.
- El rol de la biosfera en el ciclo global del carbono.
- La mitigación de los gases de efecto invernadero y el mercado de carbono.
- Los modelos climáticos y de ecosistemas.
- Ejemplos de proyectos científicos multidisciplinarios (en Sudamérica).

En primer lugar analizaré cómo se miden los intercambios en la superficie utilizando las denominadas “torres meteorológicas”; trataré en especial la técnica de covarianza “eddy”. Explicaré algunos aspectos teóricos para nivelar el conocimiento de los asistentes. En segundo lugar me referiré a temas como balances de radiación en la superficie, agua y energía sobre la superficie. Como tercer tema, hablaré de los instrumentos y la variedad de sensores y equipos que se utilizan con más frecuencia. Les mostraré muchas fotografías para ilustrar esta charla. En la cuarta parte volveré sobre algunos aspectos de la segunda parte, al especificar conceptos de mediciones de flujo como el “fetch” (alcance) de la torre, las relaciones espectrales y el cierre del balance de energía. Presentaré especialmente patrones típicos que ocurren frecuentemente como la variabilidad diurna (diel) y estacional mediante la presentación de varios ejemplos. Finalmente les contaré lo que se está desarrollando en Brasil, lugar donde están ubicados los ejemplos a los que me referiré. Tres áreas experimentales fueron seleccionadas para este fin: los bosques de lluvias tropicales, las sabanas (Cerrado) y el ecosistema agrícola –en este caso particular, el de caña de azúcar.

A manera de breve introducción (presentación de UBICACIONES DE TORRES DE FLUJO), resulta importante mencionar rápidamente seis razones por las que es importante el uso de las torres de flujo. A saber:

1. Los cambios climáticos regionales.
2. Los cambios climáticos globales.

3. El rol de la biosfera en el ciclo global del carbono.
4. La mitigación de los gases de efecto invernadero y el mercado de carbono.
5. Los modelos climáticos y de ecosistemas.
6. Las actividades científicas interdisciplinarias.

(Ver pág. 3)

1. Cambios climáticos regionales

Veamos primero los cambios climáticos regionales. Consideremos, de manera simple, los elementos del clima utilizando cinco variables para describirlo: la temperatura del aire, la humedad del aire, la velocidad del viento, la radiación solar y la precipitación. Expresado sencillamente, podemos considerar a los cambios climáticos regionales como un problema en lo que respecta a qué medida, dónde, con qué frecuencia estas variables pueden variar sobre un área o región limitada. Muy a menudo, no es fácil detectar los cambios en estas variables sobre áreas urbanizadas –ya que ejercen su influencia sobre una escala de espacio reducida. En términos regionales, tomemos un ejemplo específico como la Amazonia (en este caso una región de gran extensión); una región extensa donde observamos la deforestación. Nos preguntamos si se han producido cambios climáticos regionales debido a la deforestación. (Ver pág. 5)

Las primeras mediciones en Amazonia comenzaron hace unos 20 años (entre los EEUU, Inglaterra y Brasil) en búsqueda de esta clase de cambios sobre áreas de pastoreo, las más comunes de Amazonia. Un buen ejemplo es observar cómo la temperatura del aire en la superficie varía sobre los bosques y las áreas de pastoreo. Durante el ciclo diurno (diel), la temperatura máxima sobre el pasto es de aproximadamente 3°C más que sobre la canopia del bosque. También podemos observar que la temperatura mínima es más fresca sobre el bosque. A continuación vemos el déficit de humedad específica, lo que significa que sobre el área de pastoreo es equivalente a casi cero durante la noche, una condición que sugiere neblina, pero no ocurre lo mismo sobre el bosque. Considerando lo antedicho, nos preguntamos ¿cómo la superficie controla la radiación solar entrante?, ¿cómo se utiliza: ¿para calentar el aire o para evaporar el agua? Me referiré a esto más adelante.

Estos descubrimientos, al aplicarlos a regiones más extensas, nos conducirán a un patrón de variaciones climáticas a escala regional. Apoyados en estos resultados, varios estudios intentaron reproducir el impacto que tendría sobre el clima la deforestación a escala regional. Estos estudios se realizaron mediante el uso de modelos numéricos, los denominados modelos Atmosféricos de Circulación General, junto con modelos de vegetación –o biosfera. La mayoría de los estudios coinciden en que, con escenarios homogéneos de áreas de pastoreo en la Amazonia, se produciría una gran reducción en la evaporación regional. Esta reducción varía alrededor de 200 a 400 mm por año (ver pág. 6). Y más importante aún, debería también registrarse una reducción en la precipitación, lo que no resulta obvio en un primer momento. Esta reducción en la precipitación representaría entre el 10 y el 20% sobre una base anual, lo que podría alcanzar hasta 800 mm por año en algunas regiones.

Este ejemplo muestra cómo la consecuencia de la deforestación puede provocar la disminución en las precipitaciones y también en la disponibilidad de humedad del suelo. La disminución de la humedad del suelo en el caso particular de la Amazonia puede impedir que los biomas de bosques tropicales adaptados vuelvan a crecer. En consecuencia, sólo las especies adaptadas a menor cantidad de agua –como las especies de la sabana– tendrán mayores

posibilidades de competir en esta nueva situación. Esto significaría un proceso de “sabanización”, un resultado que es importante para la preservación de la biodiversidad y el manejo de la agricultura.

Me gustaría explicarlo de otra manera y con una pregunta: ¿Por qué debería variar la precipitación en esas circunstancias si depende en gran parte de un estado de la atmósfera a gran escala, como la humedad que proviene del océano y las grandes masas de aire del sur? La evaporación, que se ve aquí como una flecha azul (ver pág. 7), es una importante fuente de humedad para producir nubes cumulus. Pero, en teoría, la precipitación tiene fuentes que también dependen de la humedad transportada horizontalmente de otras regiones –este término se denomina transporte de advección– y un control dinámico desde abajo –convergencia de calor y masa en los niveles bajos de la atmósfera. En consecuencia, una nube de precipitación (lo que no es estrictamente una nube cumulus) necesita de varias contribuciones. Por lo tanto, tenemos un balance: la precipitación es la suma del agua proveniente de la fuente de evaporación más el agua de la convergencia a gran escala. Entonces podemos formular tres hipótesis (ver pág. 9): si la evaporación disminuye (debido a la deforestación) y la convergencia a gran escala aumenta en una misma proporción, la precipitación no va a variar; si la evaporación disminuye y la convergencia a gran escala aumenta en una proporción mayor, la precipitación podría aumentar; y finalmente, si la evaporación disminuye y la convergencia a gran escala también disminuye o aumenta pero en una proporción menor a la evaporación, entonces la precipitación disminuiría – este último caso es lo que presumiblemente va a suceder en un escenario de deforestación a gran escala en la cuenca amazónica. Estos resultados se han dado a conocer extensamente en los últimos 15 años.

Volvamos a la importancia del flujo de superficie, en este caso a la evaporación que es una importante fuente de agua para que las nubes cumulus produzcan la precipitación. La torre de flujo mide cómo la energía disponible en la superficie se divide en sus dos componentes más importantes: el calor sensible, que calienta el aire, y la evaporación, que no produce ningún calentamiento, simplemente humedece el aire. La fracción que muestra cómo se dividen estos dos términos influye en el crecimiento de la capa límite; una región que se extiende entre 1 y 3 Km. de altura sobre la superficie, la altura de las nubes cumulus, y en consecuencia, la probabilidad de que se forme una nube de lluvia. Estos mecanismos son sustancialmente importantes en las regiones tropicales, donde prevalece el régimen de convección –dominado por el calentamiento y la disponibilidad de humedad. En aquellas franjas (o latitudes) del globo donde hay una intensa acción de los frentes fríos, en latitudes medias y altas, este mecanismo tiene menor importancia –en estas regiones la energía mecánica (o cinética) de los vientos es tan fuerte que puede superar los movimientos de aire que se elevan de fuentes locales por la convección.

Resulta así que podemos preguntarnos: ¿qué ha pasado en las regiones del sur y sureste de Brasil (ver pág. 10-11), y también en numerosas áreas de Argentina, donde ha habido deforestación en los últimos dos siglos? La vegetación y el uso de la tierra actual son, ciertamente, muy diferentes de lo que eran hace 100 o 200 años, por lo tanto podemos formularnos la siguiente pregunta: ¿Estos cambios en el uso de la tierra han provocado cambios en la precipitación? ¿Se producirían cambios climáticos, cambios climáticos regionales, provocados por estos cambios en la vegetación? Podemos imaginar dos escenarios posibles: el primero es similar a lo que sucede en el caso de la Amazonia, como hemos observado anteriormente –una disminución de la precipitación. Esto significa que los cultivos y las áreas de pastoreo que reemplazan los bosques primitivos disminuirían la evaporación local y habría una

retroalimentación positiva de la atmósfera, también reduciendo la precipitación. La otra posibilidad es la retroalimentación atmosférica negativa: la energética de los frentes fríos prevalecería sobre los mecanismos convectivos –lo que significaría que la precipitación aumentaría, o simplemente no variaría. Aún no disponemos de respuestas definitivas pero ya hay algunas investigaciones.

Este mapa muestra el sur y el sureste de Brasil (los estados de San Pablo, Minas Gerais, Paraná, Santa Catarina y Rio Grande do Sul), Uruguay y la provincia de Misiones en el norte de Argentina –en esta región la vegetación primitiva fue dominada por la sabana (en marrón), los bosques Lluviosos (Mata Atlántica)(en negro y azul), y bosques mixtos (celeste) (ver pág. 10-11). Utilizando modelos atmosféricos y de biosfera para las simulaciones climáticas, reproducimos condiciones con esta vegetación primitiva, y alternativamente, con la vegetación actual, dominada por cultivos y pastizales (las áreas verdes en el mapa; las zonas amarillas representan plantaciones de caña de azúcar que cubren la mayor parte del norte del estado de San Pablo). El resultado obtenido fue que sobre muchas regiones la precipitación disminuye con la vegetación actual, principalmente durante la estación húmeda. La figura muestra la diferencia entre la vegetación primitiva y la vegetación actual. En las áreas coloreadas de anaranjado y marrón la precipitación ha disminuido, mientras que observamos algunas porciones (en verde) donde la precipitación aumenta. Resulta entonces que, sobre un concepto de escala regional, el efecto es altamente no-lineal; es decir, el control de superficie y la retroalimentación atmosférica no siempre se dan en el mismo sentido. Estos mecanismos sólo pueden reproducirse con modelos atmosféricos complejos. Los resultados son, sin embargo, preliminares: resulta necesario examinar otras condiciones, por ejemplo, los períodos cuando El Niño es fuerte, o cuando se encuentra en su fase opuesta, La Niña, que puede a veces controlar la dinámica de la atmósfera a gran escala. El patrón de la temperatura de la superficie del mar en el Océano Atlántico también es importante y diferente de la influencia de El Niño.

Ahora me referiré a los cambios climáticos globales.

2. Cambios climáticos globales.

Para abordar el tema de los cambios climáticos globales, primero debemos comprender lo que sucedió en el pasado, y tratar de entender lo que sucede en el presente. Para ello, veamos cómo ha sido la temperatura desde hace un millón de años. Observamos una oscilación de aproximadamente 5° C, en más o en menos (ver pág. 13). El período glacial con temperaturas más frías, y el inter-glacial con temperaturas más templadas. ¿Por qué existe tal oscilación? Está relacionada con los cambios paleo climatológicos provocados por fenómenos extra-terrestres. Estos fenómenos cambian la posición de la Tierra en relación a su movimiento alrededor del Sol, y controlan el ingreso de la cantidad de radiación al planeta en sus diferentes latitudes. En pocas palabras, es un control denominado excentricidad: cómo la órbita cambia su forma, variando la excentricidad de su forma elipsoidal, más o menos circular. Estos cambios varían aproximadamente cada 100.000 años. Otros fenómenos extra-terrestres son la oblicuidad (cómo cambia el ángulo de inclinación entre la Tierra y el plano orbital de traslación aproximadamente cada 20.000 años) y el cambio de precesión a lo largo de varios miles de años. Estos controles dominan situaciones donde se produce o no un período glacial y se denominan ciclos Croll-Milankovitch.

Si observamos en detalle los últimos 15.000 años, ya hemos dejado atrás un período glaciario, y estamos exactamente en un período templado, interglaciario. Podríamos imaginar que estamos en un punto de inflexión, donde la temperatura comenzaría a descender. No obstante, no podemos predecir exactamente cuándo y con qué velocidad va a suceder. Por eso es importante mencionar que, desde una perspectiva paleo climatológica, estamos en un período templado y nos movemos hacia un período frío. No está bien establecido cómo estos períodos glaciares afectan a todo el planeta: hay evidencias de que el hemisferio norte fue más afectado (relativamente más frío) que el hemisferio sur durante los glaciares. Es otro tema más de incertidumbre.

Sin embargo, no es exactamente una atmósfera fría lo que nos muestran los últimos datos, sino todo lo contrario. El aire se está calentando. Este resultado bien conocido, difundido en los informes del IPCC (el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático) muestra cambios de temperatura en el último milenio, durante este período, las temperaturas se han mantenido casi estacionarias, es decir, su promedio aparentemente no ha variado, aunque en los últimos 140 años el equilibrio se perdió y se observa un aumento significativo (ver pág. 14).

Estos resultados provienen de hechos que se pueden observar, en consecuencia no son productos artificiales o de la imaginación y se supone que no están contaminados por efectos de la urbanización (cambios microclimáticos locales), los cuales frecuentemente aumentan la temperatura. Es la temperatura que se supone se encuentra en equilibrio con todos los procesos dinámicos y termodinámicos de la atmósfera global en su totalidad.

En esta otra figura vemos cómo algunos lugares muestran una tendencia a ser más templados que otros durante las últimas décadas. En toda Sudamérica, hay círculos grandes y pequeños: todos ellos (en rojo) muestran que hay calentamiento. Los círculos más grandes indican un calentamiento de aproximadamente 1° C por década, considerado como el promedio más alto. Las tendencias positivas están más enfatizadas en el hemisferio norte, pero están diseminadas sobre los continentes y océanos en todo el planeta (ver pág. 15).

También observamos cambios en la precipitación durante las últimas décadas (ver pág. 16). Hay algunas evidencias de aumentos en las lluvias sobre la región Este de Argentina. Sin embargo, en otras regiones, como África, la precipitación disminuye. Ambas observaciones disímiles muestran claramente que algo está sucediendo: el uso de la tierra y la atmósfera global ha cambiado.

Este otro gráfico (ver pág. 17) muestra cuáles fueron las temperaturas durante los últimos 1000 años, y cuáles han sido en las últimas décadas. En el extremo derecho del gráfico hay varios escenarios previstos que nos muestran cuál podría ser la temperatura en el próximo siglo. Todo sugiere que la temperatura aumentará dramáticamente, aunque resulta difícil evaluar las consecuencias de esta tendencia. Actualmente existe un fuerte acuerdo entre los científicos de IPCC de que el desarrollo del calentamiento global es real, y que es el resultado del efecto invernadero causado principalmente por el incremento de la cantidad de dióxido de carbono y metano, lo que sugiere esta relación de causa y efecto. Los próximos tres gráficos (ver pág. 18) fueron los que probaron tal relación despertando gran interés –basado en modelos atmosféricos complejos e importantes, analizando conjuntamente la atmósfera, el océano y la superficie, principalmente en EEUU, Japón, Canadá, e Inglaterra. Observamos en la línea gris, cómo aumentaría la temperatura, forzada solamente por la variabilidad natural (es decir, sin la creciente concentración de gases de efecto invernadero). Desde una segunda perspectiva, los

modelos muestran cuál sería la temperatura con los gases de efecto invernadero solamente, sin considerar otras fuerzas naturales. Y el tercero, con las dos influencias: resulta así que las observaciones, representadas por la línea roja, concuerdan notablemente con las predicciones del modelo que incluye los dos factores de fuerza.

3. El rol de la biosfera en los cambios climáticos.

Moviéndonos a otro tema, ¿cuál es el rol de la biosfera en el balance global del carbono? ¿Cómo podrían ayudarnos las torres de flujo a responder esta pregunta? Con respecto a este punto es muy importante leer el informe de IPCC sobre “el uso de la tierra, el cambio del uso de la tierra y la forestación” (LULUCF) como lo muestra la diapositiva (ver pág. 20). Este informe explica que los ecosistemas terrestres pueden absorber carbono y guardar reservas por varias décadas, siendo sensibles a la fertilización por dióxido de carbono atmosférico, la disponibilidad y el manejo de los nutrientes. Aunque la captura de carbono por los ecosistemas terrestres es viable, ésta tiende a reducirse lentamente con el tiempo. Asimismo, con la perspectiva del aumento de la temperatura y el aumento de la productividad, las emisiones desarrolladas naturalmente en la respiración del suelo (o heterotrófica) provocan el efecto opuesto. La degradación del ecosistema es un factor que reduce su capacidad de absorber carbono.

Esta figura muestra esquemáticamente el balance global de carbono. En la actualidad, la atmósfera es un reservorio de carbono que cada año recibe 32 millones de toneladas de carbono (ver pág. 21), provenientes de diversas fuentes en la superficie. Asimismo, junto con las mencionadas fuentes, existen sumideros de carbono que responden al aumento neto en la atmósfera. Como muestran las flechas rojas, la quema de combustible fósil y la deforestación constituyen respectivamente 5,5 y 1,6 millones de toneladas de las fuentes de carbono. Eliminando estas fuentes, tenemos los océanos que son considerados actualmente como sumideros globales de carbono. También hay un sumidero sobre la biota terrestre. Cabe mencionar que el cambio del uso de la tierra en el hemisferio norte y también sobre los biomas tropicales representa una captura de carbono de aproximadamente 1,9 millones de toneladas por año, lo que es muy significativo ya que explica cómo la biosfera puede jugar un rol importante en el efecto invernadero global.

Se ha propuesto, a través del Protocolo de Kyoto, que el sumidero de carbono terrestre aumente en un índice de aproximadamente 0,6 millones de toneladas de carbono por año. Resulta obvio que esta cantidad tiene una escala significativa, pero aún así no resuelve el problema en absoluto. No es la “panacea”. Se necesita mucho más que eso para balancear el aumento neto en la atmósfera, y consecuentemente nivelar, e inclusive disminuir, las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera.

Relacionado con la importancia de la biosfera, y muy especialmente en las regiones tropicales, un trabajo de D. Schimmel, en el que utiliza modelos inversos, ha revelado resultados que indican que los trópicos ciertamente tienen un rol importante en la biota como sumidero de carbono. ¿Qué son los modelos inversos?, son modelos de transporte. Una vez que están cargados con observaciones de CO₂ en varias estaciones en el mundo y se calcula cómo se desarrolla el transporte, los modelos pueden inferir dónde se encuentran las fuentes, o también dónde –si existieran– están los sumideros. Esto significa que estos modelos pueden ubicar dónde se está generando el carbono y en qué lugares se lo está capturando de la atmósfera. Ellos descubrieron que en las latitudes al sur de los 30° S se encontraba un sumidero importante,

siendo coherente con la dinámica de CO₂ en todo el planeta. En otras franjas de latitud, más específicamente hacia el norte de los 30° N, el sumidero era aún más notable. Pero en la franja restante del globo, es decir, entre 30° S y 30° N, aproximadamente coincidiendo con la región intertropical, se observaba aparentemente un balance, es decir, ni sumidero ni fuente. ¿Significa esto que el balance es neutro en la superficie? Sí y no. Como la deforestación y la quema se producen principalmente en los trópicos y constituyen una fuente real, debería existir otro mecanismo para compensar tales emisiones y en consecuencia, volver el balance a cero. Es posible que este mecanismo esté también relacionado con la biota terrestre, lo que le confiere aún mayor relevancia en este contexto. (Ver pág. 23).

4. La mitigación de los gases de efecto invernadero y el mercado de carbono.

Ahora me referiré a los esfuerzos para fomentar la mitigación de los gases de efecto invernadero y las propuestas vigentes del denominado “mercado de carbono”. En este punto cabe mencionar algunas definiciones importantes. Todo comenzó con la creación del IPCC (el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático) dentro de las Naciones Unidas y la Organización Meteorológica Mundial, para medir el impacto y la adaptación de los cambios climáticos globales. Se convocaron a científicos e instituciones para informar y aconsejar a la Conferencia de las Partes (COP) creada dentro de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC). Una serie de reuniones de la Conferencia de las Partes finalizó en 1997 con la propuesta del Protocolo de Kyoto, de ese mismo año, para establecer reglas y convenciones con el objeto de mitigar los gases de efecto invernadero con la ayuda del intercambio de responsabilidades y costos. El artículo 3 dice, entre otras cosas, que los países incluidos en el Anexo I (en su mayoría países desarrollados) se comprometen a limitar las emisiones de los gases de efecto invernadero (GHG) a un nivel inferior de no menos del 5% al de 1990, en el período de compromiso comprendido entre el año 2008 y el 2012 (ver pág. 2). El artículo 3.3 dice que las variaciones netas de las emisiones de los gases de efecto invernadero que se deban a la actividad humana directamente relacionada con el Uso de la Tierra, el Cambio del Uso de la Tierra y la Silvicultura (LULUCF), limitada a la forestación, reforestación y deforestación desde 1990, calculadas como variaciones verificables del carbono almacenado, serán utilizadas a los efectos de cumplir los compromisos de cada país. Esto significa que podemos pensar en actividades esencialmente relacionadas con los ecosistemas terrestres para lograr los objetivos de reducir las emisiones en un nivel inferior a 5% al de 1990.

El artículo 12.2 menciona que el propósito del Mecanismo de Desarrollo Limpio (CDM) será el de ayudar a los países no incluidos en el anexo I (es decir, los países en desarrollo) a alcanzar un desarrollo sostenible y a contribuir con los objetivos de la Convención. Este vínculo deja bien establecido que el CDM implica responsabilidades (e inversión de recursos) por parte de un país desarrollado hacia un país en desarrollo. El artículo 12.5 (b) establece que la actividad tendiente a la mitigación de GHG debe ser real, verificable y generar beneficios a largo plazo. La medición de la captura de carbono es un tema del que hablaré especialmente al tratar el uso de las torres de flujo. Finalmente, el artículo 12.5 (c) trata la reducción de las emisiones que sean adicionales a las que se producirían en ausencia del proyecto. Este es el concepto a tener en cuenta como base de partida (ver pág. 2).

Hasta hace poco, el uso de la reforestación como modalidad de Mecanismo de Desarrollo Limpio no era una actividad a elección consensuada. No se había llegado a un acuerdo sobre los beneficios y la vida útil que este tipo de actividades lograría en términos del Protocolo. Se

analizaron otros tipos de actividades, y muchas de ellas eran potencialmente elegibles -como por ejemplo aquellas que capturan carbono a través del océano y depósitos geológicos- cuyo informe ha sido difundido en una publicación especial del IPCC. Otra actividad es el reemplazo de combustibles fósiles utilizados en plantas de energía por otros combustibles renovables (por ejemplo, de la biomasa), lo que propiciaría una mitigación de carbono. Sin embargo, en la última reunión de la Conferencia de las Partes en Milán, Italia, se consensuaron reglas sobre el uso de las actividades LULUCF en el Mecanismo de Desarrollo Limpio, y se definieron muy especialmente las actividades de Aforestación y Reforestación (ver pág. 3). Esta actividad tiene efectos directos que involucra a toda la comunidad en la tarea de trabajar con los bosques, la silvicultura y la agricultura. Estamos ahora en una mejor posición de cómo enfocar la planificación de la captura de carbono (de la atmósfera) para cumplir con el Protocolo. A partir de aquí se generarían créditos de carbono.

El anexo A define el nivel de base (ver pág. 3-4), las cantidades de cambios de carbono que resultaría en el área donde se realice la actividad, y el aumento de emisiones de carbono fuera de los límites del proyecto. En consecuencia, lo que es realmente importante es el aumento neto real de carbono, definido como la suma de cambios de carbono con AR (aforestación / reforestación) menos el nivel de base, menos la pérdida / escape. Este proyecto es alternativo si el aumento neto real de carbono fuera superior al nivel de base. Al ser considerado alternativo, es elegible.

En lo que respecta al mercado de carbono, el proyecto elegible deberá generar créditos por la cantidad de carbono capturado por período y un Certificado de Reducción de Emisión (CER) correspondiente, que es comercializable. Estos certificados (CER) están clasificados en t-CER, o temporarios, que expiran al finalizar el período de compromiso (por ejemplo, entre 2008 y 2012), y los l-CER, o a largo plazo, que expiran al finalizar el proyecto de AR (se especifica en cada propuesta particular) (ver pág. 4). A continuación, se define al proyecto AR a pequeña escala como aquél que obtenga como resultado un aumento neto real de carbono inferior a 8000 toneladas de CO₂ por año y que sea elegible para obtener certificados CER.

Planteémonos una cuestión práctica: ¿Cuáles son los pasos a seguir para realizar un proyecto de AR y hacerlo elegible para la obtención de certificados CER? Hay al menos cinco pasos importantes a tener en cuenta (ver pág. 5):

- (i) El primer paso consiste en redactar y validar el proyecto. La fase de validación: debe ser validado por un organismo independiente, no por la que lleve a cabo el proyecto y reciba los certificados CER. El proyecto y el organismo deberán respetar las leyes gubernamentales vigentes, y posiblemente las reglas específicas relacionadas al Mecanismo de Desarrollo Limpio, con la autorización del gobierno. Frecuentemente, las secretarías o agencias u organismos oficiales (creados por cada gobierno) proveen estas autorizaciones.
- (ii) Luego de la fase de validación, el proyecto debe registrarse en el Comité Ejecutivo de CDM (Mecanismo de Desarrollo Limpio), constituido por un grupo de expertos que lo aceptarán o rechazarán para su acreditación. Que un proyecto AR sea aprobado con éxito y elegible para el otorgamiento de créditos, en principio implica evaluar el impacto en el medio ambiente, en el componente hidrológico, el suelo, la biodiversidad y considerar los temas socio-económicos (esto significa, por ejemplo, la participación de la comunidad local y su interacción positiva en el proyecto). Estas restricciones constituyen, en cierta manera, una implementación práctica del concepto de sustentabilidad.

- (iii) En el tercer paso, el proyecto deberá ser implementado, y en consecuencia, serán necesarias las mediciones de posibles aumentos de carbono. Se deberán obtener todos los datos necesarios para esta evaluación.
- (iv) Cuarto paso: verificación. Este paso consiste en una revisión independiente de los objetivos del proyecto propuesto. Esta revisión deberá ser periódica para evaluar si los niveles de aumento de carbono están de acuerdo a las expectativas planteadas.
- (v) Habrá dos organismos independientes: el que verifica y el que otorga los certificados. En esta etapa, el organismo que otorga los certificados aprobará el informe escrito de los objetivos a lograr en el desarrollo del proyecto.

Es conveniente enfatizar algunos puntos. El proyecto que involucra el uso de la tierra y el cambio del uso de la tierra para la captura de carbono debe ser sostenible, tener las características de adición, longevidad (larga vida útil), ser susceptible a mediciones y proporcionar efectos ambientales. La medición del aumento adicional de carbono debe ser transparente (poder ser evaluada por todos); debe ser consistente (mediante el uso de metodologías científicas); debe ser comparable (con otras metodologías y proyectos similares), completa (cubrir todos los posibles aspectos de variaciones de carbono dentro de los límites del proyecto), real y verificable. Los datos obtenidos deben ser eficientes para proporcionar la verificación de las cantidades periódicas de variación de carbono en el proyecto.

El Protocolo de Kyoto aún no se ha ratificado. Requiere de la aprobación del 55% de las partes involucradas (lo que ya se ha logrado) y de las partes responsables del 55% del total de las emisiones globales –esta última restricción no se ha completado hasta ahora, ya que ni los EEUU ni Rusia han ratificado el Protocolo (ver pág. 6), cualquiera de estos dos países será suficiente para la ratificación e implementación final. No obstante, muchas empresas en los EEUU ya están invirtiendo en iniciativas de uso de energía limpia, que compensa (o no) sus propias emisiones, aún cuando no implique la acreditación. De manera similar a lo sucedido con la industria tabacalera, es de suponer que estas empresas no serán demandadas en el futuro. Si en el futuro, se verificara una relación real entre los posibles desastres naturales y el calentamiento global, esto provocaría una situación muy incómoda para las empresas y países que no hayan contribuido a mitigar los gases de efecto invernadero (ver pág. 7).

5. Los modelos climáticos y de ecosistemas.

Una razón importante de por qué trabajamos con las torres de flujo está relacionada con el uso de modelos climáticos y de los ecosistemas. Los informes del IPCC están fuertemente apoyados por experimentos y estudios realizados mediante este tipo de modelos. Les daré un ejemplo de cómo funciona un modelo climático atmosférico. Se desarrolla principalmente con la energía entrante, dada por la radiación solar, esta entrada puede considerarse como un ingreso a una columna, sobre un área de unidad, donde varios procesos físicos interactúan unos con otros. ¿Cuáles son estos procesos? Muchos de los procesos que ya he mencionado: la reflexión y la absorción de energía en la superficie, la generación de agua y energía en la superficie seguida de su difusión en la profundidad de la capa límite, produciendo nubes bajas (cumulus), o sea la

precipitación. Horizontalmente, la masa, la temperatura y la humedad son transportadas de acuerdo a las ecuaciones de balance de la dinámica atmosférica. Estas columnas atmosféricas se ubican en una sola celda, definida a lo largo de la grilla horizontal del modelo, en la superficie. Entonces es justamente en la superficie donde funciona el modelo de vegetación (o ecosistema), intercambiando agua, calor y CO₂ con la atmósfera.

¿Cómo funcionan estos modelos de vegetación? (Ver pág. 9). Estos modelos son forzados (o desarrollados) por las variables atmosféricas en la interfase con la altura de la canopia. Estas variables son la precipitación, el viento, la temperatura del aire y la humedad y la radiación. Éste es por ejemplo el Modelo de Biosfera Simple. La importancia de estos modelos se encuentra en que representan matemáticamente (dada cierta simplificación) lo que se mide en una torre de flujo. Contamos con el beneficio de transportar los datos observados por la torre al modelo, en un proceso de validación y así lograr que el modelo interactúe con la atmósfera (ver pág. 10).

Los primeros modelos de superficie utilizados en los modelos climáticos eran realmente muy simples. En la década del 70 se los denominaba *modelos balde*: básicamente el nivel del agua en el balde disminuía si había más evaporación que precipitación –concurrente con el nivel de altura, la evaporación era proporcionalmente limitada, como un intento de controlar los factores limitantes de la evaporación. En la actualidad los modelos de vegetación son mucho más complejos. Ellos calculan los factores limitantes de la transpiración y la asimilación de CO₂ en la superficie, dependiendo de la radiación, la humedad, la humedad del suelo y la temperatura. Todas estas variables son medidas en las torres de flujo y se utilizan para calibrar los modelos para validarlos en un bioma específico. Estos modelos validados aumentan considerablemente nuestra capacidad de predicción del ecosistema, relacionado con los fenómenos climáticos dependientes. Los modelos conjuntos vegetación-clima constituyen herramientas poderosas que nos proporcionan escenarios de condiciones climáticas futuras y estados futuros de la vegetación (ver pág. 11 a 15).

Esta diapositiva muestra cómo los productos satelitales pueden aportar a la capacidad de predicción de los modelos conjuntos ecosistema-atmósfera. El índice de desviación normalizada de la vegetación (NDVI) es un parámetro biofísico que nos informa sobre el estado y el tipo de vegetación. Puede controlarse y su información alimenta constantemente al modelo para actualizar el estado de la vegetación. Observen este esquema llamado Mapper (en un estudio realizado por Sellers et al en 1996), que calcula otras variables biofísicas derivadas del NDVI, como por ejemplo el Índice de Área Foliar (LAI), la Fracción de Verde (el índice de superficie de hoja verde sobre el índice total de superficie de hoja) y muchos otros. Estos parámetros ejercen una marcada influencia en el intercambio de CO₂ y agua en la superficie, e influyen dramáticamente los flujos en la atmósfera (ver Eco-Model parte 2).

6. Proyectos interdisciplinarios en Sudamérica (utilizando torres de flujo)

(Ver presentación: Participación en proyectos científicos interdisciplinarios)

Es importante mencionar un proyecto en Amazonia denominado LBA (Experimento biosfera-atmósfera a gran escala en la región de Amazonia) (ver pág. 4), que es posiblemente el más grande en el mundo en cuanto a las áreas multidisciplinarias y al número de investigadores. Consta de 232 instituciones, de las cuales 50 son brasileras y las restantes norteamericanas y europeas. Participan aproximadamente 973 investigadores, de los cuales 380 son brasileros. LBA presenta dos interrogantes fundamentales (ver pág. 5):

- ¿Cómo funciona el Amazonia como entidad regional en la actualidad?
- ¿Cómo afectarán los cambios en el uso de la tierra y en el clima a la función química y física del Amazonia, incluyendo la sustentabilidad del desarrollo en la región y la influencia del Amazonia en el clima global?

El ejemplo que observábamos anteriormente, sobre el impacto de la deforestación en el clima de Amazonia, es un ejemplo excelente para demostrar cómo el clima regional depende de las condiciones y controles internos. Además, hay evidencias –las cuales me limitaré a comentar– el régimen de precipitaciones en Amazonia también controla el clima sobre áreas remotas: estas áreas pueden encontrarse tan cerca como el sur o sureste de Brasil, o en regiones alejadas como Norte América.

En LBA hay varias líneas de investigación (ver pág. 6) que están conectadas dentro del marco que observamos en la diapositiva, al cual me referiré a continuación. El sistema físico del clima investiga la dinámica y el balance de agua y calor sobre la región y en particular en la superficie; la química atmosférica está directamente relacionada con el clima (áreas específicas de contaminación, aerosoles, gases de efecto invernadero, quemados, el impacto de emisiones naturales como las de volcanes); el almacenamiento e intercambio de carbono; la biogeoquímica, principalmente investigando los gases traza y la dinámica de nutrientes; la hidrología del agua superficial (que tiene consecuencias en el ciclo atmosférico del agua, el impacto en las tierras de cultivos, la sustentabilidad de los bosques y otros) y la química del agua; y el uso de la cubierta terrestre y el cambio del uso de la tierra –estos aspectos están fuertemente relacionados con la emisión de los gases de efecto invernadero y el control hidrológico (control de la evaporación, escurrimiento y descarga de superficie máximos).

El proyecto LBA está abierto a todos los países de la región de Amazonia (ver pág. 6), además de otros países interesados en realizar investigaciones en esa área. Este proyecto está coordinado por Brasil, desde sus comienzos en 1996, y los costos se cubren con fondos de organismos brasileros, norteamericanos (principalmente NASA), europeos (en su mayoría fondos de la Comunidad Europea) los que en total deben haber alcanzado aproximadamente US\$ 200 millones en los últimos 7 años. Cada dos años se lleva a cabo una reunión científica, generalmente en Amazonia, donde se presentan los logros de los proyectos y se analizan las perspectivas futuras. El número de publicaciones ha aumentado con el transcurso de los años y se han publicado 5 ediciones especiales de publicaciones internacionales.

Hay un fuerte interés en el trabajo con las torres de flujo en LBA. Actualmente hay unas 15 torres operando en sitios experimentales donde la investigación se complementa con otros enfoques, por ejemplo, investigaciones relacionadas a estudios de la canopia, el suelo (mediciones isotópicas, dinámica de los nutrientes), hidrología y sensores remotos, entre otros. Los emplazamientos de las torres representan puntos de validación para modelos de superficie y atmosféricos, y constituyen las principales referencias para el concepto de estudio del Amazonia a lo largo de los cortes transversales que intentan representar su gran variabilidad espacial (ver pág. 8). Los cortes transversales fueron planificados estratégicamente para combinar las variedades climáticas más típicas, junto con la vegetación, el suelo, la geomorfología y la cubierta terrestre existente en toda la cuenca. Además del constante monitoreo de las torres, se realizan misiones intensivas utilizando sensores a bordo de satélites y aeroplanos para estudiar el transporte de los gases resultantes de los quemados y las emisiones naturales. Finalmente, los modelos representan una herramienta de integración entre las varias líneas de investigación. Estamos utilizando los modelos para aumentar la capacidad de predicción sobre la región,

comprender los cambios en el clima y la hidrología en escenarios futuros del uso de la tierra y el clima global. Ellas nos ayudarán fundamentalmente a comprender cómo funciona toda la cuenca, como sumidero o fuente de carbono.

Observamos aquí una diapositiva de una torre en Santarém (ver pág. 10), en el estado de Pará de 66m de altura, ubicada cerca del río Tapajós, un afluente importante del río Amazonas. Las torres están distribuidas a lo largo de los cortes transversales y controlan biomas específicos que complementan la gran variabilidad de la cuenca. Algunas torres están en selvas tropicales en tierra firme (Manaus, Santarém –dos de ellas son Ji-Paraná, Caxiuanã), cerrados (Brasilia, Sinop), manglares (Bragança), ecotones (Bananal Island), cultivos (Santarém km77).

Hago mención a la producción de soja en Brasil ya que es en la actualidad la producción más grande del mundo junto con la de los EEUU. Los agricultores cultivan soja en varias áreas en la región de Amazonia, lugares que en un pasado reciente eran considerados no aptos para la agricultura, estos fueron atraídos por los bajos costos de la tierra y los costos reducidos de transporte de las granjas a los puertos de exportación (como en Santarém). La investigación LBA también se concentra, por ejemplo, en el estudio de este cambio de uso de la tierra en particular, con torres, estudios sociales y sensores remotos, tratando de predecir qué impacto puede producir en los niveles sociales y ambientales.

Otro ejemplo para mencionar y observar es el de las iniciativas de explotación de los bosques naturales (reservas federales) mediante el uso de la tala selectiva. Se supone que esta técnica producirá un impacto mínimo en el medio ambiente (en la compactación del suelo, la degradación de los árboles restantes, entre otros), por medio de torres de flujo, estudios isotópicos y forestales estamos controlando las consecuencias de la tala en la regeneración de los bosques, el CO₂, el agua y los flujos de energía.

Esta diapositiva muestra los numerosos sitios en el mundo donde las torres de flujo controlan distintos ecosistemas (ver pág. 11). Actualmente están organizadas en una red denominada Fluxnet, y se concentran principalmente en Norte América (Ameriflux), Europa (Euroflux), Japón y Brasil. Particularmente en Brasil, hay tres torres en el sureste (cerrado, caña de azúcar y eucaliptos) y una en el estado de Río Grande do Sul (en sembrados de arroz) que están en constante monitoreo. Resulta interesante y relevante que CIOMTA esté abocado a la implementación de una torre en la provincia de Santa Fe, posiblemente el punto más austral para el emplazamiento de una torre.

A continuación observamos un ejemplo de otro proyecto multidisciplinario en el estado de San Pablo, que reúne a numerosas instituciones, el denominado Programa Biota Fapesp (ver pág. 13). Está subvencionado por un organismo de fondos estatales (Fapesp), y se encuentra especialmente interesado en el estudio de la biodiversidad, su conservación y estrategias de sustentabilidad. Las torres que en la actualidad funcionan en San Pablo (savana, caña de azúcar y eucaliptos) apoyan los estudios biológicos del Biota Fapesp, complementando así con información física sobre la eco fisiología y el clima. Las estadísticas del año 2002 informaron sobre 39 proyectos y aproximadamente 700 investigadores. Este programa tiene un boletín virtual desde 2001, el Biota Neotrópica, disponible en www.biotaneotropica.org.br, donde se publican artículos para revisión.

Otra iniciativa más reciente agrupa a varios investigadores en el estudio de la cuenca del Río de la Plata (ver pág. 15-16), el PLATEES / GEWEX, apoyado por el Programa Mundial de

Investigación del Clima (WCRP- World Climate Research Program), que consiste en experimentos con estudios climáticos e hidrológicos. El proyecto explora modelos atmosféricos, datos existentes de redes meteorológicas y torres de flujo (las que se encuentran en San Pablo) con el objeto de aumentar la capacidad de predicción de la hidrometeorología sobre la cuenca del Plata. Aquí observamos los resultados de un modelo atmosférico, el patrón del flujo atmosférico. Cabe señalar en este patrón de flujo del viento proviene de Amazonia, cerca de los Andes, y alcanza el norte de Argentina –existe una conexión importante entre la humedad generada por la evapotranspiración en Amazonia y la fuente de precipitaciones en las regiones del sur del continente, lo que sugiere una relación de dependencia.

- 1. El balance de la energía de la superficie. Medición de los intercambios en la superficie de los ecosistemas. La técnica de la covarianza “eddy” y**
- 2. La energía de la superficie y los balances de la radiación. El cierre del balance de la energía.**

(1.Ver la presentación de PPS:

(The surface energy balance .Measuring ecosystem surface exchanges). (The eddy covariance technique) (The surface energy and radiation Balances. The energy balance closure)

Para comprender la relación total entre el flujo de carbono sobre los ecosistemas y el clima es necesario calcular cuánta energía está disponible, cuánta se intercambia y cuál es la forma en que la vegetación comparte su energía debido a una serie de procesos diferentes (Ver Pág. 13). La energía disponible viene de ondas electromagnéticas como la radiación. Esencialmente, existen dos clases de radiaciones disponible sobre la superficie: una es la del sol (radiación solar, llamada ondas cortas, que denominaré “K”, y la otra es la radiación que proviene de la atmósfera (la terrestre, que llamaré ondas largas y denominaré “L”). Esta última es la energía responsable del fenómeno invernadero, que sucede en forma natural en la atmósfera – sin el efecto invernadero natural la temperatura promedio de la superficie global en la superficie sería hoy de 33° menos, temperatura que para muchos organismos, incluyendo al hombre, sería difícil de sobrevivir por ser muy fría. No solamente la atmósfera sino también todos los cuerpos en el planeta emiten continuamente este tipo de radiación, también llamada radiación infrarroja termal. Se las llama ondas cortas o largas simplemente debido a que la longitud de las ondas tienen escalas relativamente diferentes.

La entrada principal a la superficie es la que viene de la radiación solar, K_i y, a medida que la superficie refracta a la atmósfera parte de ella, K_r , la radiación solar neta disponible es $(K_i - K_r)$. En un promedio global, K_r es más o menos un 30% de K_i , denominado el albedo planetario promedio. Sobre el ecosistema terrestre, esta proporción puede variar de 5% a 25%. Por lo tanto, un comentario adecuado de mencionar es que los diferentes ecosistemas absorben diferentes cantidades de energía solar, y que también, debido a un bioma específico, puede variar drásticamente durante el año teniendo en cuenta que su fenomenología también cambia con las estaciones. De la misma forma, la incidencia de las ondas largas alcanza siempre la superficie desde el aire (L_i) y se pierde en la atmósfera como una radiación emergente por sus emisiones continuas (L_e), produciendo un presupuesto de radiaciones de ondas largas igual a $(L_e - L_i)$. Por consiguiente, el total de radiación disponible es la suma de esos dos, llamado radiación neta (R_n , generalmente dada en Wm^{-2} , o

$$R_n = (K_i - K_e) + (L_e - L_i)$$

Una consecuencia del aumento de los niveles de GHC en la atmósfera es el aumento de la cantidad del componente LE que llega a la superficie, consecuentemente, la temperatura de la atmósfera será mayor.

El componente R_n es una variable que, en la actualidad, se mide sobre las torres de flujo. Se basa en el balance de la radiación, pero tiene una relación intrínseca con los flujos. Se lo denomina radiación neta y es la energía disponible en la superficie. Las preguntas que nos haremos son: ¿para qué se utiliza esta energía? ¿se distribuirá en diferentes procesos? La primera se refiere al calentamiento del aire justo por encima de la superficie, que es la cantidad de energía transferida por unidad de área y por unidad de tiempo que se llama Flujo de Calor Sensible (Sensible Heat Flux), generalmente identificada como H (en Wm^{-2}).

Existe también evaporación si hay agua líquida disponible sobre la superficie, en la superficie del suelo o sobre las hojas. También sabemos que existe transpiración si hay plantas y si estas son plantas que hacen fotosíntesis. Por consiguiente, a cualquiera de los dos procesos lo llamaremos evapotranspiración. Para este proceso se necesita mucha energía que no produce cambios en la temperatura (como en el cambio de la fase del agua líquido a vapor – por definición no altera la temperatura). Es por esto que la evapotranspiración requiere energía, término que llamaremos Flujo de Calor Latente, llamado LE (en Wm^{-2}). Sobre una canopia verde, la mayor parte de la energía se distribuye dentro de estos dos términos, de manera tal que el balance de la energía es aproximadamente

$$R_n \cong H + LE$$

A menudo, sobre la mayor parte de las superficies cubiertas con vegetación, alrededor del 90% de R_n está en (H+LE). La pregunta que se nos presenta es ¿cuál es la proporción de H y de LE?. Presuponiendo que R_n es una constante, cuanto más alto es el término LE, más bajo será H, es un balance. En consecuencia, cuanto más densa es la vegetación y activa la fotosíntesis, mayor es la evapotranspiración y el promedio de H sobre LE disminuye (este promedio se lo denomina promedio Bowen = H/LE (ver Págs. 2.3 y 2.4). Sobre los bosques o cosechas densas este promedio puede ser tan bajo como 0.1, sobre suelos destinados a la agricultura pero en descanso, este promedio puede ser tan alto como 10. Sobre las cosechas este promedio tiene una variabilidad de 0.2 a 2 junto con el ciclo fenológico total.

Expresándolo con mayor precisión: se denomina H y LE a los flujos turbulentos (ver Pág. 1.4), los cuales se miden en la parte superior de la torre a una altura aproximada de interfacia entre la canopia y la capa límite más baja. A menudo hay una considerable energía que viene a través de la canopia, que llega al piso y calienta las capas más profundas – término que se denomina Flujo del Calor del Suelo (Soil Heat Flux), llamado G (en Wm^{-2}) – de manera tal que el balance de la energía puede ser más exacto,

$$R_n \cong H + LE + G$$

También existe una energía que se usa internamente en las hojas durante la reacción de fotosíntesis (transformación del CO₂ y del agua en azúcar) (Ver Pág. 2.6). Este término, al que denominaremos A es generalmente pequeño aunque bastante significativo en conceptos de energía (puede ser tal alta como un 2% de la radiación neta disponible). Por lo tanto el balance de la energía se puede expresar más precisamente como

$$Rn \cong H + LE + G + A$$

Además, sobre los ecosistemas tales como las canopias de bosques densos, en su mayoría con troncos, hay suficiente energía almacenada en la biomasa, tan significativa que puede alterar (de 1 a 3%) el balance de la energía. Llamaremos a este término de almacenamiento S, el balance de la energía se transforma en

$$Rn \cong H + LE + G + A + S$$

Ahora bien, resulta que debido a que uno de los objetivos de las torres de flujo es medir los flujos de las turbulencias de H y LE, todos los otros términos, principalmente Rn, también se deben medir. Esta medición permitirá realizar un análisis de cuanto es el cierre del balance de la energía – lo que significa que los flujos de turbulencia, en principio, se miden de acuerdo con lo que se espera. En el campo, Rn se mide utilizando radiómetros en red, G se mide utilizando placas de flujo del calor del suelo (en el suelo), mientras que los flujos de turbulencias, a menudo se miden con la técnica de correlación “eddy”, sobre la cual hablaremos más adelante.

Mientras que las mediciones de Rn y G a menudo son muy locales (escalas de pocos metros), y los flujos turbulentos integran los flujos sobre un área de cien a 1000 metros, a veces el cierre de la energía no es exacto y es posible que los flujos sean transportados desde la parte exterior de los límites de la torre, contaminando el cierre. Es por esto que el término advección que responde a los flujos advectivos (transportado horizontalmente) de agua y/o calor, ayudan a explicar por que el balance de la energía no puede cerrarse. Este problema se puede reducir cuando se determina el sitio, siempre y cuando el área alrededor de la torre sea homogénea al área del alcance de la torre (tower fetch) No obstante, muy menudo se lee en la literatura, que los flujos de turbulencia subestiman los otros términos entre un 5 a 25%.

Teniendo en cuenta que el balance de la energía tiene una aproximación razonable, también disminuyen las dudas en la interpretación del flujo de CO₂ (medida también en la torre de flujo). Si el cierre de la energía no es satisfactorio, debería también haber razones para no creer en el estimativo del flujo turbulento de CO₂ ya que la hipótesis principal de la teoría no podría satisfacerse con las mediciones..

Técnica de la covarianza “eddy”. Medición de los cambios de la superficie de los ecosistemas) Técnica de la covarianza “Eddy” o Técnica de Eddy covariance. (Ver en la presentación de PPS:The eddy covariance technique”. “ Measuring ecosystem surface exchanges)

Veremos ahora la técnica para medir los intercambios de gases y calor entre los ecosistemas y la atmósfera, llamado el método de covarianza “eddy”. Voy a enfatizar la explicación de la medición del flujo de CO₂ teniendo en cuenta que CIOMTA está por instalar una torre de flujo en la provincia de Santa Fe (Bajos Submeridionales), Argentina.

Esta figura explica algunas de las condiciones de esta técnica micrometeorológica (Ver Pág. 3) Se supone que la línea de guiones es una interfase entre la atmósfera y la biosfera, es decir el ecosistema. El intercambio de agua, en forma de vapor de agua, el calor y los gases, con abundancia de CO₂, existen a través de esta continua interfase. Mientras el agua se origina en forma de lluvias y se retira como evapotranspiración, el calor generalmente se genera durante el día entibiando el aire.

Sobre un campo con un ecosistema con vegetación terrestre, el cambio de carbono se debe en su mayor parte al CO₂, y varios procesos que intervienen en el flujo de CO₂. Las plantas toman carbono por fotosíntesis (denominado Productividad Primaria Gruesa (Gross Primary Productivity), y pierden carbono por la respiración. La diferencia entre las dos se denomina Productividad Primaria Neta o PPN (Net Primary Productivity o NPP). El carbono se pierde continuamente por la respiración heterotrófica, principalmente en el suelo, la cual resulta de la actividad de la descomposición de microorganismos de materia orgánica. El resultado de PPN menos la respiración heterotrófica da como resultado la producción neta del ecosistema. Una vez que se la mide en la interfase con la atmósfera, a menudo, se la denomina Intercambio neto del ecosistema o IEN (Net Ecosystem Exchange, o NEE).

Es importante enfatizar cuán importante es el clima en todos los intercambios de la superficie (por ejemplo la evapotranspiración, las precipitaciones y el flujo de CO₂). El clima controla los flujos mediante la radiación neta, la temperatura, el viento y la humedad del aire y, en última instancia, también controla la humedad del suelo.

El método de la covarianza “eddy” es un principio teórico conocido desde los años 50, pero solo en la última década fue una viabilidad operativa que se incorporó, la misma permite controlar a largo plazo áreas remotas, teniendo en cuenta que se utilizan medios electrónicos para almacenar la gran cantidad de datos como también de instrumentos sofisticados (es necesario decir que tienen un alto costo). Esta combinación operativa es paralela con el crecimiento y la disponibilidad de las microcomputadoras, sus periféricos y los componentes electrónicos.

Ahora les demostraré como funciona todo el sistema. Por ejemplo, durante el día, las grandes cantidades de CO₂ en el aire están continuamente reducidas por la fotosíntesis. Esto significa que, si medimos la concentración de CO₂ en el aire por arriba de la canopia, ella disminuirá continuamente en forma proporcional a la toma debido al intercambio neto del ecosistema. Por lo tanto, si medimos la concentración del CO₂ en el aire por arriba de la canopia, la misma disminuirá continuamente y proporcionalmente a la toma realizada por el intercambio neto del ecosistema. En otras palabras, la concentración de CO₂ se transforma en una parcela de CO₂ muy pobre en aire, mientras que los niveles de altura apenas por arriba de la altura de la canopia son parcelas de CO₂ ricas en aire. Bien, si hay un flujo neto de CO₂ desde la atmósfera hacia la superficie, las parcelas ricas en CO₂ deben descender, y las parcelas pobres en CO₂ deben ascender, caracterizando, por consiguiente el intercambio neto. Todo sugiere que las parcelas necesitan estar bien mezcladas y, por consiguiente, las turbulencias del aire fomentan esta mezcla. Es por esto que nos referimos al flujo medido como flujo de CO₂ turbulento. Matemáticamente se expresa como la covarianza entre la velocidad del viento vertical y la concentración CO₂.

Además, para calcular el intercambio neto de CO₂ de un ecosistema, a menudo es necesario medir otro término. Sucede que, cuando no hay demasiada turbulencia, las parcelas no están bien mezcladas, y por consiguiente el principio no debería funcionar. Por ejemplo, sobre la canopia de un bosque, puede que se acumule CO₂ por debajo de la canopia durante la noche. En ese momento, existe una emisión continua de CO₂ debido a la respiración heterotrófica (y no a la fotosíntesis, es decir, la superficie debería seguir emitiendo CO₂ y no tomándolo). Si el CO₂ queda atrapado a lo largo de la altura de la canopia y no se mezcla con el aire (como sucede a menudo en las pequeñas turbulencias durante la noche), existe por consiguiente un flujo que no se mide en absoluto en la línea de interfase entre la canopia y la atmósfera. Este flujo es real y se lo denomina flujo no turbulento. Este se produce lentamente como un proceso difusivo, restringido a las condiciones de aire con turbulencia bajas. Consecuentemente, la medición del flujo del ecosistema total (ver Pág. 4), F_c , es la suma del flujo turbulento, que denominaré F , y del flujo no turbulento, que denominaré S . En estos conceptos, no considero otras formas de transporte del CO₂ en el ecosistema, como por ejemplo en el agua. El “input” o “output” de

carbono por el agua de los ríos, arroyos, inundaciones es importante en diferentes terrenos y se deben tratar en forma separada con métodos propios y adecuados. Otras pérdidas de carbono, por ejemplo el metano, no se consideraron en este trabajo y, si son relevantes, se deberían medir adecuadamente para así calcular el balance de carbono en su totalidad.

Cálculo del flujo

Consideremos ahora el área de la superficie, llamada A , donde el flujo de CO_2 viene de, o va hacia (Ver Pág.5 y 6). Este es el área fuente donde se asocia el flujo F_c . La idea detrás de este método es como medir el flujo F_c cuando se tiene un solo punto de observación o medición. La teoría tiene que ver con que el punto de observación es la torre. El flujo turbulento se mide en la punta de la torre, que luego se mezcla por el viento que transporta el flujo que se levanta desde la superficie A , a lo largo de la dirección de la torre. Como mencionáramos antes, la concentración de CO_2 (o cualquier otra escala, como la temperatura, o la concentración de vapor de agua) que denominaré c , varía constantemente durante el tiempo resultante del flujo. Así también, teóricamente, mediremos el flujo vertical, perpendicular a la interfase de la canopia-atmósfera. Por consiguiente es necesario medir ambas, la concentración c y la velocidad vertical del viento, que denominaré w , responsable del movimientos de aire vertical que transporta las parcelas de aire con c -rico y c -pobre.

Utilizando el principio de conservación de masa, aplicaré la ecuación para el control del volumen que comprende el área A , la torre en uno de sus límites laterales, y la parte superior de la torre como punto aproximado de su altura (para ser exactos, justo arriba de ella, a una altura h que denominaremos altura de mezcla. La preservación/conversión requiere que el promedio de variación de c con el tiempo, medido en la parte superior de la torre, sea igual a la contribución desde el transporte producido por el viento, más la contribución de una fuente, o un vertedero/terreno de relleno en el límite más bajo (la superficie)

Debemos ahora simplificar estos términos con el fin de lograr una relación práctica, es decir, para medir algunos términos y aislar uno específico. Primero, el viento V es realmente tridimensional: es un vector que se descompone en dos componentes horizontales (uno este-oeste, con respecto a la dirección, que denominaremos u ; otro norte-sur en la dirección y , que llamaré v) y uno vertical, en la dirección z llamado w . Para expresar el transporte formalmente correcto, las variaciones del transporte c por el viento, y el flujo tridimensional Vc , entre los límites, se dividen por la longitud del transporte en las direcciones x y z . Matemáticamente, este término se denomina divergencia. Algebraicamente el signo negativo nos lleva a eso, si el término es negativo contribuye positivamente, como un flujo de convergencia que aumenta la variación de c en el tiempo. En la ecuación hay un término que tiene que ver a la variación de c con el tiempo, y la variación de c con la altura. Como ambos, el flujo en el límite, S , y el transporte del viento, contribuyen al volumen de control en su totalidad, integramos (o sumamos) en tiempo y en altura los términos de la ecuación. Por lo tanto, los flujos como S bar se promedian en tiempo. En este concepto, simplificamos los flujos horizontales, los cuales a menudo no se consideran, mientras que el vertical es el más significativo.

La ecuación (después de las simplificaciones del análisis de la escala) muestra un balance, es decir, las variaciones de C con el tiempo (sumados en un período de tiempo T , por ejemplo 30 minutos), y junto con una altura h , debe ser igual a la suma del producto entre w y c (el flujo vertical o transporte) sobre el tiempo T (este término se llama la covarianza de w y c). El término S bar (promediado durante un período T) es de esta manera el flujo sobre el ecosistema que queremos saber. Coloquemos S bar sobre la izquierda de la ecuación; debe ser igual a la covarianza (o flujo turbulento) más el término almacenamiento (o flujo no turbulento).

El término turbulento se simplifica aún más. Se logra utilizando el concepto llamado Promedio Reynolds. La variable w se descompone en sus dos promedios temporales, w bar, y la desviación del promedio w' . La misma se utiliza para la concentración c . Como resultado, el producto de w por c se descompone en cuatro términos, dos de los cuales son igual a cero (ya que el promedio de tiempo sobre w' , sobre c' , respectivamente, son idénticos a cero). Los términos restantes son el promedio del producto entre w' y c' (exactamente igual a la covarianza entre w y c) y el producto entre w bar y c bar. El término w bar por c bar se deja de lado utilizando una operación artificial llamada rotación del axis – esta operación alinea los axis tridimensionales a lo largo del viento predominante, y la variable w bar es, aproximadamente igual a cero.

Con respecto al término turbulento, existen cuatro posibilidades que se refieren al movimiento de la parcela de aire como: w' positivo (movimiento ascendente) o w' negativo (movimiento descendente) respectivamente y la concentración de CO₂ de la parcela, siendo c' positivo (parcela rica c) o c' negativo (parcela pobre c). Las combinaciones de ya sea de las dos w' y c' ambas positivas (parcela rica- c ascendente) o las dos w' y c' ambas negativas (parcela pobre- c descendente) significa que el flujo es positivo, o ascendente por definición, es decir, el carbono se ha perdido en la atmósfera. Por otro lado, ya sea w' positivo y c' negativo (parcela pobre- c ascendente) o w' negativo y c' positivo (parcela rica- c descendente) significan que el flujo es negativo, o descendente, es decir, el carbono ha penetrado en la superficie.

Si el producto es cero, no hay flujo neto. A menudo se interpreta que, sobre un período promedio, los productos algebraicamente positivos cancelan a los negativos. El flujo neto cero sería, por ejemplo, el caso de las mediciones sobre un ecosistema clímax. Si el ecosistema alcanza su clímax, cuando ni hunde ni emite carbono durante un promedio a largo plazo de años o muchísimos años. Puede significar que, sobre la base de las estaciones, existan esquemas / períodos en que el ecosistema actúa como sumidero y emisor, en forma alternada, lo cual es quizás el escenario más común.

Resumiendo, las mediciones de flujo de CO₂ sobre una superficie de un ecosistema terrestre, que denominamos F_c , se puede medir aproximadamente como $F_c = F + S$, donde F es el flujo turbulento, calculado como la covarianza entre la velocidad vertical del viento (w) y la concentración de CO₂ (c) durante un período de tiempo (T), y el flujo no turbulento (S) lo que significa la variación temporal del almacenamiento vertical de CO₂ dentro de un perfil debajo de la canopia, sobre el período (T).

Otro punto que me gustaría discutir es por que la turbulencia atmosférica es una fuerza para el método de correlación “eddy”. En este concepto, la turbulencia es causada por dos mecanismos: uno se llama mecánica, donde el wind shear (cortante de viento) mecánicamente mezcla las parcelas de aire; el segundo es termodinámico, generado por el calentamiento de la superficie, y por lo tanto asociado con los movimientos de convección en una atmósfera inestable donde las parcela cálidas ascienden y las frescas descienden. Cerca de la superficie existe una zona de la atmósfera llamada el nivel del límite planetario, o NLP (planetary boundary layer, o PBL). Esta zona esta influenciada por los flujos generados sobre la superficie dentro de un período corto de tiempo, menor a una hora. Significa que el NLP se puede calentar, enfriar, humedecer o secar, de acuerdo con lo que sucede en la superficie. La altura del NLP varía en una distancia de alrededor de los cien metros (generalmente durante la noche) hasta 2 Km. (generalmente durante el día, cuando existe una mezcla o turbulencia muy fuerte), en este caso el NLP se denomina capa de mezcla de convección.

Ahora bien, sobre la superficie, cuando hay suficiente turbulencia, se producen remolinos en la estructura de la atmósfera. Estos remolinos son tridimensionales, pudiendo ser pequeños en una escala de unos pocos centímetros, metros y a veces 1 Km. Estos últimos son los remolinos termales que existen durante el día a la altura del NLP. Cuanto más bajos (grandes), más rápidos (lentos) son. Los remolinos son las estructuras turbulentas que transportan calor, vapor de agua y

gases como el CO₂, desde la superficie a la atmósfera. Los más pequeños necesitan segundos o fracción de segundos para moverse a lo largo de una dirección espacial similar a sus dimensiones. Los más grandes generalmente se mueven en un período de 15 a 20 minutos a lo largo del NLP. Debido a que los remolinos, pequeños o grandes, contribuyen al transporte total de las escalas (escalar) desde la superficie, es necesario medir la velocidad del viento y la concentración escalar en frecuencias altas (generalmente por debajo de 1 Hz) para atrapar el efecto de los remolinos pequeños y calcular los flujos por períodos alrededor de la escala de 30 minutos, para capturar el efecto de los remolinos grandes.

Instrumentación: 1era. parte

Una torre de flujo con un sistema de covarianza “eddy” (covariancia de remolino) o más comunmente usado eddy covariance, necesita un anemómetro sónico para medir la velocidad del viento con altas frecuencias (por lo general a 10 o 20Hz) y un analizador infrarrojo de gas de alta frecuencia para medir las concentraciones de H₂O y CO₂ en el aire. Estos sensores se fijan en la punta de una torre fina, sobre la altura promedio de la canopia. La torre tiene que ser lo más fina posible para minimizar las distorsiones del flujo (ver pág. 2). (Presentación de la torre [footprint](#))

Sería conveniente preguntarnos a qué altura se puede instalar el sistema “eddy” (ver págs. 8-12). En teoría existe una zona, justo por encima de la altura promedio de la canopia, denominada región de la superficie (dentro del NLP) que tiene una escala de longitud de aproximadamente el 10% de la altura del NLP. Se estima que en esta región los flujos de la superficie son constante con la altura; lo que significa que se puede medir el flujo a cualquier altura dentro de la región de la superficie. No obstante, la turbulencia puede ser muy fuerte en los niveles que están más cerca a la altura de la canopia. En estos puntos hay rugosidades inducidas por la variabilidad relativa al espacio de la vegetación, por lo que el perfil del viento (que se supone que por logaritmos varía con la altura) puede marcadamente alejarse de las curvas teóricas que se ajustan al logaritmo. Por consiguiente, conviene colocar el sistema de covarianza “eddy” por encima de la sub-capa rugosa. Para esto no existe una regla exacta; no obstante, se recomienda que, teniendo como referencia la altura promedio de la canopia (h_c), se coloquen los sensores a $1/3$ de la altura de la h_c o más, por encima de la h_c .

En las canopias pequeñas, como los montes de pastos de poca extensión, donde la h_c varía por unos pocos cm y \sim m, se deben tener en cuenta otras restricciones como la altura mínima para la operación sónica. El anemómetro sónico, cuando se lo coloca como mínimo a 1 m de altura sobre una superficie plana, puede dar una buena estimación del flujo. Sobre superficies rugosas, como los montes de pastos, se aconseja colocarlo a una altura mínima de 3 metros por encima de la altura promedio de la canopia.

Con frecuencia, una estación meteorológica opera en la torre de flujo, junto con el sistema de covarianza “eddy”. Esto es útil por varias razones: los sensores son más potentes y comparables al de otras estaciones meteorológicas instaladas en otras partes; además de medir los flujos de las turbulencias, también miden otras variables como la precipitación, la radiación solar y la radicación neta, y los datos pueden ser almacenados en archivos más pequeños; por consiguiente, ser distribuidos (y hasta transmitidos).

Esta diapositiva (ver pág. 2) muestra los psicrómetros que miden la temperatura del aire y la humedad. Estos son radiómetros (que marcan la radiación solar entrante y reflejada) y radiómetros en red (que mide la radiación neta). Junto con los radiómetros solares, también se utilizan los radiómetros PAR o radiación fotosintéticamente activa (PAR- Photosynthetic Active Radiation). Estos miden la banda visible de la radiación solar, en donde, hablando en forma general, la longitud de algunas ondas específicas son responsables de la fotosíntesis.

En esta diapositiva (ver pág. 3) se muestran los sensores para medir la humedad del suelo. Estos sensores, parecidos a los de la estación meteorológica y del sistema “eddy”, son electrónicos y controlados en forma automática. Se los conoce como reflectómetros y trabajan sobre el principio de que las ondas electromagnéticas, transmitidas a lo largo de sus guías de ondas, cambian la velocidad en respuesta a la condición de la humedad del suelo. Estos sensores están a la venta en algunos comercios donde se los pueden adquirir. Cuando se los instalan a lo largo de los perfiles verticales, pueden identificar las diferentes zonas de la extracción de las raíces de la humedad del suelo. Es una variable importante correlativa con el ciclo diel de evapotranspiración, y, para un número de ecosistemas, con los patrones estacionales del flujo del CO₂ y la evapotranspiración. Junto con los reflectómetros, también se controlan los sensores de la temperatura del suelo y las placas de flujo del calor del suelo para calcular los intercambios de calor en el suelo.

Este es un ejemplo de una torre micro meteorológica (ver pág. 4). Se la instaló por primera vez en una plantación de caña de azúcar en el sudeste de Brasil en 1996. En la punta hay un sistema de covarianza “eddy”, para medir los perfiles del viento y de la temperatura y una estación meteorológica. Los perfiles del viento pueden ser utilizados para calcular la rugosidad de la superficie y los perfiles de la temperatura para calcular los flujos utilizando otros métodos como por ejemplo el método promedio Bowen (al que solo me referiré entretanto). La rugosidad es variable a lo largo del tiempo, a medida que la altura y la densidad de la caña de azúcar cambian a lo largo del año de acuerdo a su fenología. Esta es una torre de andamios donde es más fácil agregar instrumentación adicional y es útil en las canopias de bosques, también para medir la fotosíntesis de la hoja (del follaje) utilizando analizadores de gas portátiles. En la actualidad, sobre este sitio de la caña de azúcar se ha utilizado un concepto diferente de plataforma, con torres triangulares para el sistema “eddy”, y una torre de andamios más pequeña para apoyar los paneles solares, la estación meteorológica y los sensores del suelo. El sistema “eddy” esta aproximadamente 100 m alejado del resto de los equipos. Las torres con partes triangulares son aún más finas y evitan la turbulencia (inducida por la estructura) en forma más eficiente, además de ser más baratas.

Estas diapositivas (ver pág. 5) muestran tres sistemas de covarianza “eddy” trabajando juntos sobre el sitio de la caña de azúcar durante algunas semanas. Cada una con un tipo de sensor diferente. Cuando se ensambla un nuevo sistema para el monitoreo de un terreno, es conveniente, siempre que sea posible, probarlo con otros sistemas instalados previamente y ya verificados.

Esta diapositiva (ver pág. 6) muestra un radiómetro en red sin cúpula, radiómetros solares y radiómetros PAR, y un ejemplo de cómo se los puede instalar sobre un brazo, ajustado a la plataforma. Los radiómetros en red sin cúpula necesitan menos mantenimiento que los que utilizan cúpulas, ya que éstas a menudo se rompen y tienen que ser cambiadas cada 3 o 4 meses.

Esta es la torre triangular instalada en un bosque tropical en la Amazonia, en Santarém (ver pag.7) (en el sitio del km 83 del bosque nacional Tapajós) el cual es parte del proyecto del LBA que antes mencioné. Esta torre tiene 66 m de altura y en varios niveles hay entradas de aire para muestreo. Estas muestras son bombeadas al analizador de gas infrarrojo, y en la base de la torre, se mide la concentración de CO₂. Cuando se calcula el almacenamiento, cada 10 minutos esta estrategia proporciona la valoración de los perfiles verticales del CO₂, y cada 30 minutos se calcula la variación del almacenamiento, que aproximadamente es el flujo no turbulento, el cual es muy útil durante la noche para la valoración del intercambio neto de CO₂ del ecosistema.

Ahora vemos en las ilustraciones el anemómetro sónico (ver pág. 8), un sensor básico para el sistema de covarianza “eddy”. Funciona usando el principio del efecto Doppler. Los anemómetros tridimensionales tienen tres pares de transductores, estos transductores emiten pulsos sonoros y también son receptores. A lo largo de un eje, donde están alineados un par de

transductores, es posible medir la velocidad del sonido a altas frecuencias (digamos 10 mediciones por segundo o 10 Hz), y verificar cuanto aumentó o disminuyó debido a la velocidad del viento. En consecuencia, se calcula la velocidad del viento por substracción.

Con tres ejes ortogonales, la velocidad del viento tridimensional se descompone fácilmente, y se calcula la velocidad del viento horizontal (u y v) y vertical (w). Como la velocidad del sonido en el aire depende de la temperatura (en una relación matemática es proporcional a la raíz cuadrada de la temperatura), la temperatura del aire también se mide a la misma frecuencia de 10 Hz. Lo que significa que el anemómetro sónico también es un termómetro.

Hablaré de los analizadores de gas infrarrojos, denominado por lo general bajo el acrónimo de IRGA. En esta diapositiva (ver pág. 8) observamos un analizador de gas de paso abierto. Las concentraciones de CO₂ y H₂O en el aire se miden a lo largo del pasaje óptico, en el cabezal colocado cerca del anemómetro sónico. Se aconseja instalarlo en forma inclinada, en pendiente para evitar la formación de rocío y la acumulación de agua de la precipitación sobre la célula óptica. A la vez, el IRGA de paso cerrado (ver pág.9) también puede ser utilizado para operar en el sistema de covarianza “eddy” (además del perfilador, como antes mencioné). Hay una entrada de aire, que observamos en esta diapositiva, cerca del anemómetro sónico, donde se bombea el aire hacia una cámara cerrada dentro del IRGA, y donde luego se miden las concentraciones. Ambos conceptos se utilizaron en esta torre, aunque no es estrictamente necesario para un sistema de covarianza “eddy”.

A diferencia de la estación meteorológica y de los sensores del suelo, el anemómetro sónico y los IRGAs son mucho más costosos (cuestan alrededor de U\$S 25 - 30 mil). Esta también es la razón por la que estos sistemas se utilizan para monitoreo específico, generalmente para investigación, y no pueden ser fácilmente implementados en redes. También se necesitan más equipamiento para la recolección de datos, control electrónico y calibración del sensor. Todo esto se suma al costo total del sistema.

Es viable separar el componente de respiración del suelo del flujo total de CO₂ medido en la punta de la torre. (Ver pág. 10). Es importante comprender la respiración heterótrofa en tanto la descomposición de materia orgánica dependa de la temperatura y la humedad del suelo; dependiendo, por lo tanto, del clima. La respiración del suelo, también denominada escape de CO₂ del suelo, se la puede medir utilizando cámaras, se las coloca sobre la superficie del suelo, y funcionan como cámaras dinámicas o estáticas. En las cámaras dinámicas hay una entrada de aire y una salida; la cámara se ventila usando estos dos pasajes con el aire externo. La respiración del suelo dentro de la cámara tiende a incrementar la concentración de salida, la diferencia de concentración entre la entrada y la salida se mide mediante el IRGA lográndose una estimación del escape. Los dispositivos estáticos circulan el aire dentro de la cámara a través de un sistema cerrado a lo largo del IRGA, por lo tanto, la respiración del suelo estará aumentando la concentración de CO₂ con el tiempo. La variación de la concentración de CO₂ sobre el período del tiempo medido es el cálculo del escape. Este ejemplo (ver pág. 11) muestra las mediciones utilizando cámaras estáticas automáticas. Las cámaras automáticas se abren y se cierran en períodos de tiempo específicos, generalmente 30 minutos o 1 hora o más. Las cámaras portátiles son manejadas en forma manual. En este ejemplo se muestran los promedios a cada hora, a lo largo de un período de días (día del año en el eje x varía de 1 a 366), observamos que la respiración del suelo aumenta abruptamente en el período de transición entre la estación seca y la estación lluviosa.

Esta otra foto muestra una cámara portátil. Usando este enfoque, el próximo gráfico del ejemplo muestra las mediciones de la respiración del suelo sobre una sabana boscosa (Cerrado) en el sudeste de Brasil (ver pág.12). El uso de cámaras portátiles limita la frecuencia de las mediciones. En este caso las recolecciones se realizaron una vez por semana. El patrón muestra

notablemente el comportamiento estacional de la respiración del suelo, con la mínima en la estación de sequía y la máxima en la estación de lluvias. Se recolectaron las muestras (ver págs. 13-14) cada semana casi a la misma hora (del día), lo que en parte ayudó a que toda el conjunto de mediciones sea comparable todo el año. Este enfoque también brinda un serie de datos de la respiración del suelo en buena correlación con la temperatura y la humedad del suelo, como se observa en la próxima diapositiva. Esta correlación es adecuada, ya que estas dos variables controlan el metabolismo de la planta y la descomposición de la materia orgánica. Sin embargo, depende del tipo de ecosistema, la ubicación del sitio y la variabilidad del clima. Por ejemplo, no es común encontrar una buena correlación (usando los datos del muestreo) entre la respiración del suelo y la temperatura del suelo en el bosque tropical, ya que la amplitud de las temperaturas (la diferencia entre la máxima y la mínima) es típicamente poca en cada estación.

Se espera que se de la correlación con la humedad del suelo. La respiración del suelo esta limitada por la poca humedad del mismo y aumenta hasta una humedad óptima –de nuevo, para grandes humedades del suelo es limitada- dado que el espacio de aire poroso del suelo se llena con agua, y la emisión de gas puede ser reducida. En las latitudes altas y medias donde la variación de la temperatura es grande, con frecuencia se encuentra un ajuste exponencial entre la respiración del suelo y la temperatura del suelo.

En la próxima diapositiva se muestran ejemplos de estos modelos matemáticos –estos presentan dependencias lineales y exponenciales, y combinaciones entre estos dos ajustes. Estas correlaciones ayudan a los investigadores a hacer ecuaciones matemáticas simples de la respiración del suelo, dependientes de la temperatura y de la humedad del suelo, para la predicción y estimación del balance del carbono cuando no hay mediciones.

Instrumentación: 2da. parte

En las próximas diapositivas (ver pág. 2) veremos como se puede diseñar una torre micro meteorológica, como una plataforma instrumental. Esta torre fue puesta en funcionamiento en la región de la isla Bananal, en el centro de Brasil, en un lugar de la sabana inundable con las estaciones. En esta región, rodeada por el río Araguaia, las inundaciones alcanzan una altura aproximada de 2 a 3 metros durante 3 o 4 meses en el año. Esta es un área ecotono, donde existe una enorme biodiversidad, amenazada hoy por la ocupación de los agricultores; la mayoría como tierras de cultivo y pasturaje.

En este bioma, los árboles alcanzan una altura aproximada de 20 m y se necesita un cobertizo ubicado en el medio de la torre para proteger el suministro de energía, una serie de baterías DC recargada por los paneles solares. Resulta casi imposible conseguir energía AC en áreas remotas, por lo que un paso importante es diseñar el sistema de suministro de energía para que todo el conjunto de instrumentos automáticos tenga energía durante todo el año.

Las fotos a la derecha muestran los gabinetes con CPU de instrumentación de alta frecuencia (anemómetro sónico y IRGA) y el recolector de datos. En este caso el anemómetro y los sensores IRGA están colocados a 40 m de altura, y el gabinete colocado a unos pocos metros por debajo. También, la otra foto muestra un segundo gabinete con un recolector de datos y un IRGA, en el medio de la torre. Este último grupo recoge el perfil de la temperatura y del CO₂ de la canopia, y las variables del suelo de temperatura y humedad.

Un punto importante sobre logística: el sitio puede ser visitado mensualmente. Estrictamente, si hay una transmisión de datos vía satelital a una estación receptora, no hay necesidad de visitar el lugar para la recolección de datos. Sin embargo, con frecuencia, es necesario el mantenimiento, como así también otras medidas auxiliares que no son automáticas (por ejemplo, dendrometría, caída de hojas, respiración el suelo, otros estudios de terreno como mortalidad y aislamiento, entre otros). Para administrar los sitios a largo plazo, se fomenta la

cooperación de las instituciones locales. Esta cooperación promueve la construcción de edificios para los recursos humanos del lugar.

La próxima diapositiva (ver pág. 3) muestra un ejemplo de la geometría del perfil del CO₂. Esta es una torre de 55,5 m del proyecto LBA, en la ciudad de Caxiuanã, en el estado de Pará, con varios niveles donde se miden las concentraciones de CO₂ con el propósito de calcular la corrección del almacenamiento. Típicamente, cerca de la tierra, la gradiente vertical del CO₂ es más grande, por lo que se aconseja que el espaciamiento entre los niveles sea menor en los niveles inferiores.

Esta foto (ver pág. 4) muestra los paneles solares que se usaron para recargar las baterías. Un sistema de covarianza “eddy” accionado por la energía solar, con un perfil de CO₂, hoy requiere de una capacidad del panel solar de aproximadamente 800 W para operar de corrido. Es importante instalar los paneles para optimizar la posición del ángulo de la altura solar. Esta posición varía todo el año; por lo tanto, el sistema de panel debe cambiar la geometría.

La próxima diapositiva (ver pág. 5) muestra el ejemplo de un dispositivo para el perfil del CO₂, sobre una superficie que puede inundarse, se lo coloca sobre una boya con marcas sobre la superficie de la boya en los niveles fijos de muestreo. Las muestras de CO₂ ingresan en las entradas del filtro. En la torre vemos un perfil de termocupla: miden la temperatura de aire cuando la superficie esta seca, y una vez que se inunda, medirá el perfil de la temperatura debajo del agua.

Manejar una torre de flujo en zonas de cultivo puede ser más desafiante que trabajar sobre un ecosistema natural. Este es un ejemplo de una torre sobre una plantación de caña de azúcar (ver pág. 6), en el sudeste de Brasil, durante la quema de las hojas secas. Este manejo de utilizar fuego, aún se emplea sobre más de la mitad del área cultivada en Brasil y se hace justo antes a la cosecha. Por lo general, sobre zonas de cultivo, el control de los ecosistemas realizado por el hombre altera los balances de la superficie de energía y CO₂. El uso de las máquinas para el arado, herbicidas, riego, entre otras actividades, cambia drásticamente las características de la superficie, y tiene influencia sobre los flujos. Estas alteraciones transitorias necesitan ser tomadas en cuenta en los balances a largo plazo, ya que son parte del ciclo completo de los agroecosistemas.

El balance de la energía

(Presentación: La energía de la superficie y los balances de la radiación. El cierre del balance de la energía)

En este tema veremos ejemplos de los flujos de turbulencia medidos con una torre de flujo. Estos flujos son estimados, por lo general, como el flujo de calor sensible, H , el flujo de calor latente o evapotranspiración, LE , el flujo de CO₂, F_c , y el flujo del momento, expresado por la dependencia de la velocidad de fricción, u^* (ver pag. 2). Todos estos flujos dependen, como dije antes, de las covarianzas entre la velocidad del viento vertical, w , y una escalar que expresa la variable intercambiada en la transferencia de turbulencia.

El ejemplo (ver pág. 3) muestra el conjunto entero de mediciones (de promedios de 30 min.) de la radiación neta, R_n , el flujo del calor sensible y del calor latente, medidos sobre un bosque tropical en la Amazonia. Las líneas sólidas negras y rojas representan el ciclo diel promedio sobre la estación de sequía y de lluvias respectivamente. Primero se ve que el gráfico muestra días de mucha y poca radiación solar. El gráfico de la radiación neta expresa que la línea roja (la estación de sequía) tiene menos nubosidades, y la línea negra (la estación de lluvias) más nubosidad. Cerca del Ecuador hay poca diferencia del ángulo de la altura solar; es poca toda el año, por lo que es la nubosidad la que controla la mayoría de la energía disponible. Esta es la razón por la que en la Amazonia durante la estación de lluvias (desde diciembre hasta junio), la

temperatura es un poco menor (que en la estación de sequía), y la gente del lugar se refiere a la misma como “invierno”. Por el otro lado, la estación de sequía (desde julio hasta noviembre) tiene temperaturas más altas (dando más radiación solar) y la denominan “verano”, que es opuesto a lo que se denomina como el año de estaciones astronómicas.

La radiación neta y el calor sensible, por lo general, son negativos a la noche. Esto es de esperarse ya que la superficie pierde energía infrarroja termal neta durante la noche (por lo que el R_n es negativo) y el aire es fresco (por lo que H es negativo); esto se puede detectar mediante los dispositivos de medición, como se lo muestra en los gráficos.

La evapotranspiración promedio llega a su pico a los 400 W/m², no mucho menor que el pico de radiación neta de aproximadamente 500 W/m² y mucho mayor que el pico de calor sensible de 100 W/m². Los valores absolutos pueden ser tanto como el doble del promedio, para las tres variables. Esta comparación simple expresa como la evapotranspiración predomina sobre el calor sensible en el balance de la energía sobre un bosque tropical. El promedio Bowen, el promedio del flujo del calor sensible sobre el flujo del calor latente, es aproximadamente 0,17 todo el año. Lo que significa que 1/0,17, o cerca de 6, es proporcionalmente cuando más grande es la evapotranspiración que el calor sensible en este ecosistema. No se ha descubierto, usando torres de flujo, que los bosques tropicales estén estresados durante la estación seca. En estas circunstancias, el sistema radical profundo es capaz de extraer agua de los niveles profundos, posiblemente aun más de 10 m, y mantener la transpiración a altas proporciones.

La próxima diapositiva (ver pág. 4) muestra el índice del promedio Bowen del ciclo diel sobre el bosque tropical, entre las 6 y las 18 de la hora local. A pesar de que el promedio a largo plazo es igual a 0,17, hay un ciclo diurno bien definido, donde la máxima del promedio Bowen de aproximadamente 0,3 ocurre durante la mañana. A esta hora, los estomas no están del todo abiertos, una condición que sucederá durante las próximas horas, por lo que disminuye el promedio Bowen. Habiéndome referido antes acerca del balance de la energía, es decir, bajo alguna aproximación (ver pág. 5), $R_n = H + LE + G + S$, podemos comparar la energía medida con radiómetros y placas de flujo sobre la izquierda de la próxima ecuación, y compararla con los flujos de turbulencia a la derecha, como $R_n - (G + S) = H + LE$, y comparar los dos lados de la ecuación sobre una parcela que se ve en la próxima diapositiva. La comparación perfecta sería la proporción 1:1 (ver pág. 6). Esta condición ideal no se da en la naturaleza, inclusive porque estamos utilizando enfoques de observación, y el cierre perfecto del balance de la energía rara vez se lo obtendría. En este ejemplo la regresión ajustada muestra una declinación de 0,923 en el plano izquierdo, y de 0,945 en el plano derecho. La diferencia entre los dos planos es que, en el caso del de la izquierda, el término S (energía almacenada en biomasa y en la columna de aire) se ha descuidado, en tanto se lo muestra en el plano de la derecha. Esto significa que los flujos de turbulencia medidos representan cerca del 92 y 94% de la energía medida disponible. Esto se lo considera como un buen cierre: se observa en la literatura que el cierre varía entre el 70 y el 100%.

La próxima diapositiva muestra el ejemplo del cierre de la energía en un sitio sobre una caña de azúcar. En este caso el cierre es aproximadamente 89%. Es útil y necesario comprobar el cierre de la energía. Un cierre bajo puede indicar que los flujos de turbulencias no han sido estimados en forma correcta, o que el alcance no es homogéneo (es decir, la superficie donde se mide la radiación disponible es diferente de la de donde provienen los flujos de turbulencia), además de otras razones. A pesar de que no se refiere explícitamente acerca del flujo de CO₂, un buen cierre evitará los problemas antes mencionados sobre la buena estimación del flujo de CO₂.

Filtros y reservas

Como ya hemos mencionado, el cálculo de los flujos turbulentos cuando se utiliza el método de la covarianza “eddy”, requiere que el transporte turbulento integre la influencia de los remolinos pequeños rápidos a través de los remolinos lentos y grandes dentro de la capa límite planetaria. Una herramienta matemática para verificar como se solucionan estas hipótesis se denomina el espectro energético (energy spectrum). El spectrum cuantifica cuanta energía está involucrada en cada banda de energía, es decir, cuanta energía las pequeñas frecuencias (remolinos lentos) y las frecuencias más altas (remolinos rápidos) responden a la energía total (o varianza) del flujo estimado. Se ha comprobado también que el flujo vertical de una escala, expresado como la covarianza entre w y la escalar, es igual a la suma de toda la energía expresada en el co-espectrum entre estas dos variables, es decir, la suma de la energía asociada al rango total de las frecuencias. El co-espectrum es simplemente la covarianza cruzada entre las dos variables.

Por ejemplo, el flujo de calor sensible, H , se expresa matemáticamente como la covarianza entre w y la temperatura θ , que es igual al integral (o la suma) del co-espectrum (entre w y θ) en todas la frecuencias. El co-espectrum entre w y θ se puede observar en la próxima diapositiva (ver Pág. 9) (una figura del libro de Kaimal y Finnigan, Capítulo 2). En el axis x , las frecuencias (f , en Hz) se transforman en frecuencias n sin dimensiones. Varias co-spectra se muestran, variando la estabilidad de la condición de la atmósfera, expresadas por un número de valores z / L (se denomina z/L al parámetro de estabilidad). Tomando $z/L = 0$, por ejemplo, el co-espectrum muestra una energía pequeña para las frecuencias cercanas a 0.01, siendo la máxima la frecuencia 0.1, que disminuye luego hacia las frecuencias más altas (> 0.1).

Las co-espectras teóricas son útiles para compararlas con las co-espectras medidas. Es posible que las observaciones subestimen las frecuencias bajas o altas por diferentes razones, y se las puedan detectar comparando la teoría. En este caso, bajo ciertas limitaciones, es posible corregir las co-espectras observada, y consecuentemente corregir el flujo.

Como se observara en el co-espectrum, las frecuencias mayores a $n = 10$ son insignificantes en la contribución a los flujos. Estrictamente, las frecuencias que contribuyen a las co-espectras dependen de la velocidad del viento, la altura por encima de la superficie y las desigualdades del terreno. Para una velocidad del viento de 10m/s, medida a una altura de 10m, se recomienda 5Hz, o para más seguridad, tener 10m de altura en 20Hz como la frecuencia requerida. Teniendo en cuenta que los analizadores infrarrojos a gas generalmente no reúnen estos requisitos, a menudo se aconseja realizar las correcciones sobre las espectras.

Otra duda acerca del cálculo del flujo se presenta del período de tiempo cuando se promedia la covarianza. Generalmente se informa como flujos de 30 minutos. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias que son específicas del lugar, las frecuencias menores pueden ser subestimadas. Aumentando el período de integración, se ha notado que en algunos casos el cierre de la energía mejora. En la próxima diapositiva, una mejoría importante, cerca del 100%, aparece durante un período promedio de 100 minutos. Este caso, por ejemplo, se calculó en el bosque de Manaus.

Otros temas:

- los anemómetros sónicos, miden la turbulencia y estiman el flujo correctamente en alturas mínimas de 1 metro, sobre superficies llanas; en superficies con desniveles se recomienda una altura mínima igual a 3 metros por arriba de la altura de la canopia promedio; en los bosques densos y con altura, donde los desniveles de las capas inferiores es densa, se recomienda que la posición sónica se coloque a una altura de los 3 metros, por encima de la altura. En Amazonia, sobre las torres se lo colocó a un tercio por encima de la canopia.

- Colocar el anemómetro de frente a la dirección del viento prevaleciente, con el fin de evitar que el flujo llegue al mástil horizontal dónde éste está instalado; en el caso de los anemómetros que están colocados sobre mástiles verticales, el problema es menor pero siempre hay una distorsión del flujo debido a la estructura del sónico.
- Muestras a 5Hz o frecuencias posiblemente más altas. Estas recomendaciones no son reglas estrictas, por el contrario, son puntos a considerar cuando se diseña la plataforma del instrumento y el enfoque de observación

Ciclo diel, variabilidad estacional y suma anual

La técnica de la covarianza “eddy” tiene la ventaja de que se puede calcular la variabilidad del ciclo diel de los flujos de la superficie, y, por lo tanto, se pueden discriminar los controles como el del bioma (lugar), clima y otros controles de superficie. Por ejemplo, en la próxima dispositiva, (ver pág. 12) se observan las medidas sobre tres bosques en la Amazonia, y una zona de pastoreo – las medidas se muestran como un ciclo diel promedio, en la estación seca (arriba) y en la húmeda (abajo). Los colores diferentes se refieren a los diferentes lugares: negro es para Manaus, rojo es para Jarú (estado de Rondonia) y verde para el bosque de Caxiuana (Pará), mientras que la línea amarilla es para la zona de pastoreo en Rondonia (Fazenda NS). Se observa claramente cómo los valores de la noche son substancialmente diferentes en los sitios: durante la noche hay una emisión constante (por lo tanto los valores son positivos, con una variación entre cero y $8 \mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$). Durante la estación seca la zona de pastoreo la respiración es más baja, esta misma comparación aparece durante la estación húmeda. Cabe mencionar que los promedios de respiración durante la noche son mayores durante la estación húmeda.

Durante el día, los picos negativos indican la asimilación de CO_2 por el ecosistema: es exactamente la resta de la respiración del suelo (autotrófica y heterotrófica) menos la asimilación neta de CO_2 (fotosíntesis menos la respiración de la planta sobre el piso). En consecuencia, cuando más negativos son los valores, mayor la toma de CO_2 sobre la superficie.

En este caso, comparando los bosques, la línea roja (Bosque de Jarú) se muestra que absorbe más carbón que en los otros lugares (alrededor de $22 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ en la estación húmeda), mientras que en Caxiuana (verde) la absorción es menor en la estación seca. Comparando todos los sitios, la zona de pastoreo es donde la absorción es menor durante el día en ambas estaciones. Generalmente la técnica de la covarianza “eddy” representa bastante bien el ciclo diel y la variabilidad estacional. Los errores que surgen de las muestras y la calibración son de alrededor del 5%, mientras que los errores que se deben al retraso del tiempo (time lag) entre la velocidad y la escalar son menores del 2%. (Ver Pág. 13)

Se ha mencionado antes que el flujo estimativo de CO_2 del ecosistema es la suma de un flujo turbulento más el flujo no-turbulento, y que el término no turbulento deviene del CO_2 almacenado en el nivel límite de la superficie durante condiciones turbulentas débiles. (Ver Pág. 14). Teniendo esto en mente, mencionaré algunas recomendaciones:

- Diseñar el sistema de observación sobre un terreno uniforme y llano.
- Medir el perfil de CO_2
- Tratar de cuantificar los diferentes componentes del ciclo C usando medidas alternativas en vez de la torre de flujo: sobre un ecosistema terrestre (land terrestrial ecosystem), las mediciones de la respiración del suelo, flujo de savia (sap flow), dendrometría, hojarasca, son algunos de los componentes mencionados a menudo.
- Bachess en los datos y datos que son dudosos se pueden reemplazar con propósitos específicos, por ejemplo la suma anual. Discutiremos este tema más adelante.

Esquemas de CO₂ dentro de la canopia

La próxima diapositiva (ver Pág. 16) nos muestra un buen ejemplo de cómo el CO₂ se almacena debajo de la canopia y la importancia de estimar el flujo no turbulento. Este caso se observó sobre un bosque tropical en Caxiuana, Brasil (cortesía de Y. Mahli). Se ve en ella el flujo de CO₂ y los cambios en la concentración durante la transición del amanecer, desde las 5:45 hasta las 9:55 horas (hora local). Generalmente, la concentración de CO₂ (gráfico inferior) es mayor a lo largo de la canopia antes del amanecer, comenzando luego a disminuir a lo largo de la columna después de las 6:05 horas, resultado, en parte, debido al comienzo de la actividad de fotosíntesis de la canopia. Sin embargo, el flujo de CO₂ es positivo hasta las 7:55 horas (emisión), cuando comienza a ser negativo (absorción), justo antes de las 7:55 hora, hay un pulso de emisión de CO₂, concurrente con el incremento en la turbulencia mecánica (σ_w , la varianza de la velocidad vertical del viento que se muestra en la línea azul). Por lo tanto, hay un doble mecanismo de fotosíntesis y de mecánica turbulenta que controla el flujo de CO₂ medido en la parte superior de la torre. Nuevamente, a las 9:45 horas es posible observar otro pulso de concentración de CO₂, y un poco más tarde, a las 9:45 horas, un flujo positivo de CO₂ que se eleva de dicho pulso.

La próxima diapositiva (ver página 17), muestra la concentración de CO₂ entre la superficie del suelo hasta los 70 metros dentro de un bosque denso (en Santarem, Km. 83), siendo el promedio de concentración de CO₂ durante varios meses.

Esta claro como el gradiente fuerte está definido hasta los 40 metros, y un almacenamiento substancial aparece durante toda la noche, desde las 18:00 horas (hora local) hasta las 9:00 horas de la mañana siguiente. El almacenamiento de CO₂ dentro de la canopia sucede debido a la estratificación termal (es decir, no hay mezcla que se eleve de la inestabilidad estática termodinámica en la columna de aire), y debido también a la falta de mezcla mecánica, como por ejemplo el estrés de cizallamiento del viento. En la próxima diapositiva (ver página 18), con datos tomados en el bosque tropical de Santarem, calculamos cómo la turbulencia mecánica, según expresada en el esquema de la velocidad de fricción u^* medida en la parte superior de la canopia, cambia durante el ciclo diel: aumenta durante el día como resultado de las circulaciones locales (forzadas por la radiación solar), y disminuye durante la noche, lo que da una idea de las noches calmas, en condiciones promedio.

La suma anual de los flujos de CO₂ nos muestra la cantidad acumulada de carbono que es absorbida o emitida por el ecosistema. Significa que durante el período de la suma, la superficie era un sumidero o emisor de CO₂ respectivamente. El uso de los datos de la covarianza “eddy” para estimar la suma anual se ha dado a conocer en diferente lugares en el mundo entero y comparado con las mediciones biométricas convencionales. Como se ha explicado anteriormente, durante la noche es posible que las condiciones turbulentas débiles no provean valores absolutos reales, aún las desviaciones más pequeñas, como $0.5 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, cuando se suman durante un período de un año, acumulan varios cientos de kilos C, por lo tanto, sesgando (biasing) el resultado se puede determinar si es un sumidero (la mayoría de las veces) o una fuente. Es un tema muy complejo de aclarar, dependiendo de las condiciones específicas del lugar. Si las condiciones de observación fuesen ideales, no debería existir, al menos en teoría, una dependencia entre el flujo de CO₂ del ecosistema y la turbulencia (por ejemplo, expresada por la variable u^*). En los casos donde se detecta la dependencia, se ha sugerido que existe un umbral (mínimo u^*) indicando que datos se necesitan reemplazar (datos de flujo asociados a u^* por debajo del umbral) con el fin de la suma anual. No hay consenso acerca de cómo se debe realizar el reemplazo (ver página 19): una sugerencia es que los flujos nocturnos, un día antes o después del evento, asociados a u^* por encima del umbral, reemplacen los datos; otras

sugerencias indican el uso de modelos para calcular la respiración autotrófica y heterotrófica, validados por la covarianza “eddy” y otros datos, reemplacen los datos nocturnos.

No utilizar el umbral para la suma anual puede tener un efecto dramático como se observará en la próxima diapositiva. Esta foto (ver página 20) muestra el flujo de CO₂ acumulado en el ecosistema, en toneladas C ha⁻¹, durante el tiempo, de los datos recolectados en el bosque tropical de Santarem, Km 83. Cuando se utilizan solamente los datos medidos, da como resultado un sumidero anual de 4 toneladas C ha⁻¹ (línea azul). Sin embargo, cuando los datos se restringen a aquellos con el umbral $u^* = 0.1 \text{ ms}^{-1}$, el sumidero se reduce a 1 tonelada C ha⁻¹. Para este sitio, un valor de umbral igual a 0.2 ms^{-1} indica que no existe una dependencia entre el flujo y u^* , donde en la suma anual aparecían casi cerca de cero (próxima diapositiva, se ve en la línea marrón). La próxima diapositiva (ver página 21-22) muestra como fue seleccionado el umbral: la línea marrón (NEE o intercambio neto del ecosistema) aparentemente aumenta con u^* hasta cerca de 0.2 ms^{-1} , desde donde sobre él no muestra dependencia.

Con la nueva información, resumiremos algunos temas para hacer algunas recomendaciones (ver páginas 23-24) acerca de la implementación, estrategias de observación y análisis de los datos que serán útiles para recordar los temas importantes cuando se utilizan los datos de la covarianza “eddy” con el fin de estudiar el ciclo del carbono sobre los ecosistemas terrestres de tierra (terrestrial land ecosystems):

a. Problemas que pueden existir con el cálculo del flujo de CO₂ del ecosistema:

- son específicos del lugar y se deberían ser representativos lo más posible (basándonos en las discusiones previas);

b. Flujos turbulentos medidos pueden subestimar la energía disponible, y varias de las razones (que deberán ser minimizadas en la implementación del diseño), pueden ser:

- advección de las áreas heterogéneas fuera del alcance de la torre (tower fetch);
- los diferentes “footprints” que se observan desde la torre y los sensores de radiación, respectivamente;
- el viento que sopla desde un sector no deseado (puede estar relacionado con la posición sónica);
- el cálculo del flujo (sobre un período de tiempo subestima algunas frecuencias);

c. Recomendaciones acerca de la implementación de la torre:

- elegir una plataforma que interrumpa lo menos posible el flujo de aire;
- ubicarla en una posición compatible con la hipótesis de la covarianza “eddy”;
- altura: la altura máxima compatible con el alcance deseado, pero limitada a la altura mínima de la posición del anemómetro sónico;
- instalar todos los sistemas con descarga a tierra

d. Sónico e IRGAS

- determinar una posición compatible con la dirección del viento predominante;
- con la menor intercepción posible de la torre
- la calibración del IRGA, si tiene un paso cerrado (closed path) es automática cada 6 horas registra los datos con extrema exactitud; cada 15 días el registro es de una exactitud moderada pero aún viable para el cálculo del flujo ya que se previene las ráfagas; si es de paso abierto (open path) la calibración automática no es tan viable, 15 días es posible si no existen otras condiciones que descalibren el equipo;

- Existe la posibilidad de que se transforme en el lugar predilecto de los pájaros que observan el lugar, situación que se puede prevenir usando repelentes no tóxicos u otros mástiles colocados a una altura mayor.

e. Elección del lugar

- Hipótesis de la superficie homogénea;
- Cuando se trabaja sobre terrenos cultivables, registrar y cuantificar los efectos de la irrigación, fertilización, quema, arado, herbicidas;
- Lograr una buena comunicación con los dueños;
- Representatividad regional: ¿Hay un representante regional en el área donde están trabajando? ¿Son representativas las variedades de vegetación, tipo de suelo, clima, gerenciamiento de las cosechas?

Procesos de la emisión de CO₂

(Presentación utilizando otros métodos para explicar otros procesos de emisión de CO₂)

Una propuesta biométrica para explicar el balance de carbono sobre los ecosistemas terrestres de tierra se usó mucho antes que la técnica de la covarianza "eddy". Ellas se complementan y comparan ya que se han logrado varias hipótesis. La propuesta biométrica utiliza el concepto de almacenamiento de C y su variación a largo plazo – un período largo de tiempo puede significar algunas semanas o varios años- según de cual almacenamiento estamos hablando. El método de la covarianza “eddy” trabaja con flujos casi instantáneos, sobre la escala de 1 hora. El método biométrico funciona con los flujos a largo plazo. Si agrego (al método biométrico convencional que se utiliza en la silvicultura) otras formas de mensura de los procesos de toma y emisión de CO₂ al ecosistema, podría simplemente llamarlo un enfoque alternativo de la técnica de la covarianza “eddy”, y simplemente con el fin de hacerlos comparables. La comparación trae como beneficio la comprensión del ciclo del CO₂, y debería fomentarse su uso sobre el lugar de una torre de flujo siempre que sea posible.

Para explicarlo con más simpleza, la variación temporal de C sobre una parcela es la suma de la variación de varios términos, es decir

$$\frac{\Delta C}{\Delta t} \cong \Delta C_b + \Delta(R_e - M_0 - N_c) + \Delta C_0 + \Delta C_w$$

La acumulación de C en los troncos, ramas y raíces se miden utilizando los estudios dendrométricos y halométricos (Cb). La variación del diámetro del tronco a la altura del pecho (DBH), la altura (*h*) y los diámetros de las corona, así como también la prospección en las parcelas destructivas (para medir la biomasa debajo del suelo) son necesarias para calibrar las ecuaciones halométricas que convierten las variaciones de DBH y *h* en el almacenamiento de C.

Otro proceso de intercambio de CO₂ es en el suelo como la acumulación de carbón orgánico (Co). Este proceso es lento y difícil de medir en períodos cortos de tiempo, aunque pueden ser significativos durante períodos largos de tiempo. El promedio de reclutamiento se refiere a las nuevas especies que crecen sobre la parcela (que pronto estarán tratadas en el enfoque dendrométrico) (Re-Mo-Nc). La variación de C asociada a las especies muertas se moverán a otra forma de evaluación, llamada descomposición de la biomasa. Existen métodos

para evaluar diferentes niveles de biomasa en descomposición en el campo y asociados a estos niveles están los promedios específicos de pérdida de C y complementándolo, la respiración del suelo y la hojarasca son procesos transitorios que intercambian C rápidamente y sirven para comprender el ciclo de C sobre los ecosistemas terrestres.

El ejemplo (próxima diapositiva (ver pág. 3) muestra la cuantificación de estos procesos sobre un bosque tropical en Santarem Km 67, comparado con el sitio de las mismas medidas en el bosque boreal de Harvard, Massachusetts, EE.UU. A pesar de que el flujo neto de C sobre los lugares es similar, los errores son mas grandes sobre el bosque tropical (como se observa en la desviación sobre la barra), esto sucede en parte debido a que los procesos del flujo neto tienen una magnitud mayor sobre los bosques tropicales: el crecimiento y reclutamiento dan cuenta de 4 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque tropical comparándolo con menos de 2 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque boreal; de la misma manera, el promedio de mortalidad es aproximadamente a -2.5 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque tropical comparado con menos de 0.5 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque boreal. En este caso, la parcela controlada muestra que el flujo neto o la Productividad Primaria Neta (NPP) de alrededor de 1.0 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque tropical comparado con el de 0.7 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹ en el bosque boreal. Por lo tanto tienen un orden similar de magnitud.

Mientras que los antes mencionados procesos de acumulación de C pueden tener lugar en los ecosistemas terrestres en tierra (land terrestrial ecosystem), el ciclo de C es más complejo cuando la hidrología controla las emisiones y absorciones (ver pág.4) de las masas y gases a la parcela o área de control. Los intercambios de C a partir del carbón orgánico disuelto (D^oC) y el carbón inorgánico disuelto (DIC) están controlados por la descarga del río y los procesos químicos biogénicos que tienen lugar sobre los ríos tributarios. Para medir estos procesos es necesario tomar en cuenta todas las variabilidades de la descargas del río, y medir las concentraciones de D^oC y DIC en el campo (ver pág. 5). Se lo denomina el término C_w en la ecuación anterior. Otro proceso de emisión de C se refiere a la emisión de gas de CO₂ sobre los sistemas acuáticos, cerca de la superficie, llamada pCO₂, si es mayor que la concentración de CO₂ en el aire justo arriba de la superficie, indica que existe un próximo flujo que sale del agua. Como ya se ha visto en esta diapositiva (ver página 6) el flujo de CO₂ depende del gradiente entre la superficie (del agua) y el equilibrio atmosférico, y en un coeficiente difusivo, que depende de la estabilidad atmosférica, siendo más notable el viento. La mediciones se toman usando “domes” (cúpulas) para recoger las concentraciones de CO₂ en el aire, y las jeringas para extraer CO₂ del agua. Las muestras se llevan a los laboratorios donde se utilizan cromatógrafos para analizar los gases.

Los ecosistemas como los lagos, o áreas inundadas están en principio controlados por estos mecanismos. El ejemplo que verán en las próximas diapositivas es un estimativo que se realizó en la cuenca del Amazonas, usando una serie de muestras, recogidas durante varios años en las cuencas de los ríos (publicado en Nature 2002). La evasión de CO₂ aparece más sustancial sobre los tributarios y menos sobre los arroyos y el canal principal de la cuenca. También los picos de transporte juntamente con el pico de la descarga del río, generalmente en abril y mayo. Los promedios máximos de la evasión de CO₂ son cerca de 30 TgC por mes. Cuando se integraron sobre toda la cuenca, en el estudio se calculó aproximadamente 0,5Gton C por año, por lo tanto una cantidad importante asociada al rápido ciclo de C.

Torres de flujo en ecosistemas en Sudamérica (bosque, sabana y áreas de cultivos)
(Ver presentación Torres de flujo en ecosistemas en Sudamérica)

Para introducir este tema, resulta útil leer un trabajo de síntesis sobre varios puestos de observación (mediante el uso de covarianza “eddy”) en el hemisferio norte (Valentini et al, publicado en “Nature” en el 2000). La figura que observamos muestra (ver pág. 2) una proporcionalidad entre el Intercambio Neto de Ecosistema (Net Ecosystem Exchange NEE) y la latitud, es decir, cuanto más al norte se encuentra ubicado el sitio/emplazamiento, menor será la captura neta. Esto significa que el calentamiento diferencial por la radiación solar influencia la captura de carbono en gran medida. En la próxima figura (ver pág. 3) vemos un enfoque similar que se concentra solamente en algunos tipos de bosques en el hemisferio norte, y también muestra que la variabilidad entre la radiación estacional y la captura estacional es en su mayor parte lineal. Sin embargo, la información de estos gráficos está limitada a latitudes entre 40° y 65° N. No hay información sobre los ecosistemas tropicales, donde existe un equilibrio diferente entre la temperatura, las precipitaciones y el ecosistema, comparados con latitudes medias y altas.

Esta figura muestra (ver pág. 4) dos latitudes en el hemisferio sur donde hay un sitio/emplazamiento en la selva tropical, a 3°S, un bosque de sabana (Cerrado) y un sitio/emplazamiento en cultivos de caña de azúcar, a 21° S. A continuación trataremos estos tres ecosistemas.

El bosque de sabana (Cerrado)

El primer sitio/emplazamiento es el bosque de sabana, también conocido como vegetación de Cerrado en Brasil. Como observamos en la figura (ver pág. 6) se encuentra ubicado en el norte del estado de San Pablo, al sureste de Brasil. La reserva tiene aproximadamente 1100 ha, y se llama Gleba Pé de Gigante (como se observa en la fotografía aérea). La vegetación esta compuesta por una capa herbácea y una franja arbórea, con árboles de 5 a 15 metros de altura. Algunos árboles aislados pueden alcanzar hasta 20 m de altura. Los flujos turbulentos y el clima se miden en una torre micrometeorológica de 22 m (en la foto). Característico de la vegetación de Cerrado es el fuerte contraste entre las estaciones. Este par de fotos en el costado (ver pág. 7) muestran la torre (vista desde abajo) durante la estación lluviosa (a la izquierda) y durante la estación seca. Las hojas se marchitan dramáticamente, aunque no toda la vegetación pierde el follaje de manera simultánea.

Estos cuatro gráficos en la próxima diapositiva (ver pág. 8) muestran un año de mediciones (en el 2001), como el de la precipitación (períodos promedio de 30 min.) (mm/día en barras negras), la irradiación solar (W/m², en rojo), la evapotranspiración (en azul) y el flujo de CO₂ (en verde). Es notable que la estación de sequía, entre mayo y agosto, está marcada por la reducción de la radiación solar y menor precipitación; en consecuencia, la evapotranspiración se reduce sustancialmente. El flujo de CO₂ varía entre -30 y +10 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ durante la estación de lluvias, lo que sugiere un flujo de CO₂ neto negativo (es decir, un sumidero); la amplitud diurna durante la estación seca se reduce, variando entre -5 y +5 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Además del control de flujos por la radiación solar y la precipitación, la humedad del suelo aparece como uno de los factores que más influyen en el control de flujos. En este sitio/emplazamiento, el suelo es arena de cuarzo y el patrón de humedad del suelo durante el año (lo observamos en la próxima diapositiva) responde rápidamente a la variación de la precipitación. El suelo se mantiene muy seco durante toda la estación seca, y también responde rápidamente a los esporádicos eventos de precipitación durante la estación seca (como por ejemplo en mayo). La diapositiva (ver pág. 9) muestra los datos durante el 2001 y el 2002 para la humedad del suelo medidas con reflectómetros de frecuencia ubicados sobre un perfil vertical a 2,5m.

La evapotranspiración medida sobre el Cerrado (ver pág. 10) en el ciclo “diel” (próxima diapositiva) muestra cómo la máxima alcanza unos 400 W/m² durante los meses de lluvias y se reduce a 250 W/m² durante los meses de sequía. Desde una perspectiva estacional, esto significa que el total diario varía de 6 mm/día a 1 mm/día (gráfico inferior en la figura). También resulta notable cómo la evapotranspiración varía más lentamente durante la transición de la estación húmeda (lluviosa) a la seca (abril a junio) comparada con la transición de la estación seca a la húmeda (septiembre a diciembre). Este patrón será coherente con la variación de la superficie del albedo, y en consecuencia una respuesta al estado de la vegetación del índice de área foliar (LAI).

Como ya hemos visto y hablado, las mediciones de la respiración del suelo (ver pág. 11) (la siguiente diapositiva) varían entre 1,5 a 8 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, con mínimas y máximas en las estaciones de sequía y de lluvias, consistentes con los flujos de CO₂ medidos en la punta de la torre. Estos datos fueron obtenidos mediante cámaras portátiles y también se sugiere (lo hemos tratado antes) la correlación entre los flujos de CO₂ con la temperatura del suelo y la humedad del suelo, obteniendo una gran dependencia con estas variables físicas.

El ciclo “diel” del flujo de CO₂ medido también varía sustancialmente a lo largo del año. Como se observa en la diapositiva (ver pág. 12), durante los meses húmedos, en períodos promedios de 30 min., varía de -30 (durante el día) a + 10 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (durante la noche). Durante el mes más seco, en agosto, estas amplitudes diurnas variaron entre -10 a +10 (durante la noche). Esto demuestra cómo durante la última parte de la estación seca hay especies activas realizando la fotosíntesis, y así compensando un número de otras especies que han perdido sus hojas y están temporalmente inactivas. Esta señal de capacidad fotosintética activa aparece juntamente a una pequeña pero substancial evapotranspiración durante la última parte de la estación seca. Si separamos los datos en diurnos y nocturnos, será posible observar cuánto carbono se pierde (en promedios diarios): las barras verdes muestran la captura durante el día, variando entre -60 kg C/ha/día, a cero, en la última parte de la estación seca. De igual manera, durante la noche, las emisiones varían de una máxima de +20 kg C/ha/día en la estación de lluvias a menos de +5 kg C/ha/día en la última parte de la estación seca.

La próxima diapositiva (ver pág. 13) muestra estos días de mínima y máxima capacidad fotosintética del ecosistema. En los días 8 y 9 de octubre del 2001, en la última parte de la estación seca, se observa al flujo de CO₂ sistemáticamente positivo (las curvas verdes en el gráfico), aunque la variación diurna indicó que el flujo disminuyó alrededor del mediodía, lo que es posiblemente la respuesta de algunas especies realizando la fotosíntesis sobre el alcance de la torre. Las emisiones nocturnas eran variables: estos cambios dependieron de la turbulencia (velocidad u^* , observable en la línea gris). En los días 10 y 11 de abril del 2001 (ver pág. 14), al final de la estación lluviosa, los flujos nocturnos eran más estables, aproximadamente 5 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, y durante el día alcanzaron menos de -20 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Con el propósito de describir el ciclo estacional, la ausencia de datos fue sustituida por los pronósticos de los modelos. El modelo SiB2 (Sellers et al, en 1996) fue calibrado y utilizado para obtener grupos de datos con el intercambio neto del ecosistema (NEE), como se observa en esta diapositiva (ver pág. 15). Es posible observar la importancia, en unidades de kg C/ha/día, de cómo la vegetación de Cerrado cumple una función de sumidero en el período de octubre a mayo, mientras que durante los meses restantes (junio a septiembre) es una fuente de carbono hacia la atmósfera. La actividad como fuente tiene su pico en agosto y disminuye con el inicio de la estación lluvioso.

La próxima diapositiva (ver pág. 16) muestra la suma anual de flujo de CO₂ utilizando los datos de todo el año, observados y sometidos a modelos. Al utilizar los datos sin procesar, la suma alcanzó aproximadamente -3,2 ton C/ha/año y resulta similar a lo que decíamos con la selva tropical, utilizando un umbral / base de 0,4 m/s, los flujos cambiaron dramáticamente y

totalizaron aproximadamente $-0,05$ ton C/ha/año. Creemos que este umbral / base era el más apropiado para calcular la suma anual, basado en comparaciones entre la respiración del suelo utilizando cámaras con los datos del covarianza “eddy” durante la noche. La suma indica que el ecosistema no es ni sumidero ni fuente, es posible que este año esté cerca de un equilibrio.

Una breve referencia sobre la influencia de la variabilidad interanual del clima en el ecosistema. He seleccionado en esta diapositiva (ver pág. 17) el flujo de CO₂ durante la estación seca del 2001 (en barras negras) y la estación de sequía del 2002 (en barras verdes). Es notable observar que la longitud de tiempo con flujos positivos es mayor durante el 2001 al compararlo con el 2002. Es decir, surge la pregunta de ¿a qué se debe este cambio? La respuesta es en parte debido al estado de la vegetación en esos años: el albedo PAR, o la fracción de la radiación visible reflejada a la atmósfera fue mayor en el 2001 (línea negra en la base del gráfico) que en el 2002 (línea roja en la base del gráfico). También observamos en la base del gráfico que hubo algunos eventos fríos en el 2001 (como muestra la temperatura mínima) durante la transición de la estación de lluvias a la estación de sequía, mientras que en el 2002 no se observaron estos eventos fríos prematuros –sólo se observaron un poco más tarde en el año. Entonces el efecto de los frentes fríos, previos a la caída de la totalidad de las hojas, contribuyó a cambiar el albedo PAR, y en consecuencia cambió el flujo durante el final de la estación de sequía. Este efecto también se observa en la evapotranspiración (ver pág. 18) (próxima diapositiva) en la estación de sequía: en el 2001 los índices diarios fueron menores que en el 2002.

La caña de azúcar

(Ver presentación del agrosistema de caña de azúcar)

El sitio / emplazamiento en la región de la caña de azúcar, igual que en el Cerrado, está ubicado al norte del estado de San Pablo, Brasil (ver pág. 2). La caña de azúcar es un cultivo de rebrote, con 5 a 7 ciclos anuales, y se planta en hileras con 1,4 m de separación. La cosecha es anual, por lo general de abril a noviembre. Este emplazamiento es sobre latosol rojo (suelo), generalmente fértil y apropiado para cultivos. Durante todo el ciclo de 5 a 7 años, la productividad disminuye. Luego de este período largo, la tierra se ara, se prepara y se vuelve a sembrar.

El crecimiento de la caña de azúcar aparece como una curva sigmoidea (con la forma de la letra griega sigma) a lo largo del tiempo. En la figura (ver pág. 3) vemos un gráfico de la biomasa sobre la superficie del suelo con respecto a la radiación solar acumulada, que presenta un patrón similar. El norte del estado de San Pablo es la región con la mayor producción de caña de azúcar en Brasil, se la utiliza para la producción de azúcar y de combustible de alcohol. Esta diapositiva muestra (ver pág. 4) una imagen de alta resolución del satélite SPOT, que muestra un mosaico de parcelas con plantaciones de caña de azúcar, es notable observar que las diferentes parcelas muestran distintas etapas fenológicas de crecimiento.

El albedo solar o la fracción de coeficiente de radiación solar, varía mucho a lo largo del ciclo anual. La diapositiva (ver pág. 5) muestra el rango entre 0,20 y 0,25 cuando el cultivo es denso y verde y disminuye abruptamente luego de la cosecha, hasta alcanzar aproximadamente 0,15. En este caso particular, el suelo es más oscuro que la vegetación y en consecuencia mayor radiación solar (en la banda de espectro casi infrarroja) es absorbida cuando el suelo está descubierto (o la cubierta de vegetación representa una fracción mínima).

La próxima diapositiva (ver pág. 6) muestra la variación de los flujos de energía sobre la superficie (flujo de calor del suelo, G, en la línea verde; flujo de calor sensible, H, en la línea roja, y flujo de calor latente o evapotranspiración, LE, en la línea negra delgada), todos en W/m², para un sitio/emplazamiento cosechado en abril. Las líneas representan la media del ciclo “diel”, y en mayo, justo después de la cosecha, los términos H y G son significativos y

prevalecen en el balance de energía. Esta situación continúa hasta julio, cuando la fracción de cubierta de la vegetación está asociada al índice de superficie de hoja cercano a 1 m²/m². En octubre, la división de la energía (entre H y LE) ha cambiado dramáticamente el patrón: la evapotranspiración ya supera abrumadoramente al calor sensible –este patrón tenderá a enfatizarse durante los meses restantes del crecimiento del cultivo, hasta el siguiente mes de marzo.

La próxima diapositiva (ver pág. 7) muestra los promedios diarios del índice Bowen (índice de H sobre LE), en los círculos rojos, durante el ciclo de crecimiento: hay una marcada diferencia entre las primeras etapas del cultivo (un índice alto), siguiendo con las etapas de vegetación más densa (índices bajos), y finalmente un aumento durante las últimas etapas –éste último patrón puede resultar sorprendente, pero sucede debido al uso de herbicidas (aproximadamente un mes antes de la cosecha) para acelerar la producción de azúcar de la planta.

Se observan en la parte inferior del gráfico (ver pág. 8) las mediciones de los flujos de CO₂ realizadas en la torre (líneas negras gruesas). En mayo, luego de la cosecha, se produce una predominante emisión de CO₂ y no hay evidencia de fotosíntesis. Esta evidencia aparece en julio, muy escasamente. En octubre, no sólo aumenta la amplitud de CO₂ durante las horas del día, sino que también la captura de CO₂ cerca del mediodía alcanza aproximadamente –20 μmol CO₂ m⁻² s⁻¹. El pico aumentará posteriormente en enero, hasta aproximadamente –35 μmol CO₂ m⁻² s⁻¹. Estos picos en la absorción de CO₂ del ecosistema son mayores que los observados sobre el Cerrado. Esto es de esperar ya que la caña de azúcar es una planta del tipo C₄ (comparada con los árboles C₃ que predominan en el Cerrado), donde los mecanismos de fotosíntesis son más eficientes y la productividad es mayor.

La perspectiva de la variabilidad estacional muestra una estación de sequía de mayo a septiembre (en 1998), y un período de reducción sustancial en evapotranspiración, inferior a 2 mm/día. Durante la estación de lluvias, la evapotranspiración varía hasta 6 mm/día. El intercambio neto del ecosistema (NEE, en kgC/ha/día) es positivo durante los primeros 4 meses de crecimiento, luego se convierte en una fuente durante los meses restantes. La parte inferior del gráfico muestra la respiración del suelo, R_s, una estimación de modelos calibrados con datos recogidos en cámaras de suelo, y la diferencia entre NEE y R_s, una estimación de la productividad primaria neta (NPP): considerando este cálculo, NPP puede resultar tan alto como 150 kg C/ha/día, lo que muestra uno de los índices más altos de NPP observados en un número de cultivos.

Bosque de Lluvioso Tropical

(Ver presentación del bosque de lluvia tropical del Amazona)

Este sitio/emplazamiento es una selva tropical en Santarém, en el estado de Pará, Brasil, ubicado a unos 3° S, 55° O (ver pág. 3). El monitoreo de la zona fue realizado por el Proyecto LBA, desde 1999 –en su implementación– en el bosque nacional de Tapajós, una reserva federal de aproximadamente 6 millones de hectáreas. Un acuerdo de cooperación entre la Universidad de California en Irvine y la Universidad de San Pablo fue responsable del manejo de la torre desde su comienzo hasta ahora, monitoreando durante un año (desde julio del 2000 hasta julio del 2001) un área que mantenía sus condiciones primitivas y luego fue sometida a la tala selectiva. Otras dos torres micrometeorológicas fueron ubicadas en las cercanías, una sobre un bosque primitivo y la segunda sobre un área de pastoreo (la cual posteriormente se transformó en zona de cultivo). El bosque nacional de Tapajós se encuentra al este del río Tapajós (como se observa en la figura); el sitio/emplazamiento de la torre en el área de talado está en el km 83 (ver pág. 4), y el del bosque primitivo en el km 67. Además, observamos que la reserva está

totalmente rodeada por caminos y establecimientos agrícolas. El camino es una autopista federal (Cuiabá-Santarém, BR163), que está pavimentada desde Santarém hasta unos 80 km al sur.

La torre en el km 83 es una torre triangular de aluminio Rohn de 66 metros, erigida sobre un pequeño claro en el bosque primitivo. La región tiene aproximadamente 2100 mm de precipitación anual, y es cálida y húmeda.

Se ha producido un interés creciente en la plantación de soja en la región. Los costos regionales (de transporte) para el comercio de la soja se reducen ya que hay un puerto de exportación en Santarém, en consecuencia, se planea pavimentar el resto de la autopista en los próximos años y también se espera que la deforestación aumente dramáticamente (ver pág. 5).

Las continuas mediciones de precipitación y humedad del suelo (hasta 10m de profundidad) nos proporcionan buena evidencia de la hidrología en la zona de las raíces. La diapositiva muestra (ver pág. 6) las mediciones tomadas con los reflectómetros de frecuencia, basados en tomas de 30 minutos promedio. La estación de sequía se produce climatológicamente entre agosto y noviembre. Son comunes las tormentas fuertes con intensidades superiores a 50mm/día. El suelo es un latosol arcilloso amarillo, un tipo de suelo común en el centro y este de la Amazonia, este posee buen drenaje, baja fertilidad, alta porosidad y una fracción sustancial de arcilla y limo. Durante la temporada de lluvias, de diciembre a julio, se observa que el perfil de la humedad del suelo responde rápidamente en los primeros 30 cm –la sombra roja cerca de la superficie indica una humedad volumétrica del suelo superior a 0,5 m³/m³, que se produce en parte por la gran macroporosidad (en la capa menos profunda) y por la fácil infiltración. Durante el período más regular de lluvias (entre enero y abril), todo el perfil está húmedo. Después de septiembre, el perfil se va secando sistemáticamente con el correr del tiempo. Se observa (ver pág. 7) cómo las capas más profundas se secan más lentamente (comparándolas con las capas medias y superficiales) –esto se debe en parte a la gran concentración de raíces entre la superficie y los 5 m. También observamos que hay una tendencia en la parte inferior del perfil de un secado continuo, aún después de diciembre –lo que sugiere que hay una actividad de las raíces de extracción de agua debajo de los 10 m de profundidad.

Una observación interesante sobre la hidrología del área de raíces bajo el bosque es cómo las capas superficiales se secan durante el día y se humedecen durante la noche. Esta observación resultó notable por algunos días en la última parte de la estación seca (1° al 3 de diciembre – próxima diapositiva). Para profundidades de 5 cm, 10 cm, 40 cm, el ciclo “diel” de la humedad del suelo muestra una recarga durante la noche, mientras que a 60 y 200 cm no se produce ese efecto. El contenido de agua del suelo superficial durante períodos sin precipitaciones disminuyó durante el día y se recuperó parcialmente durante la noche, un patrón que se atribuye a la redistribución nocturna del agua, esta puede producirse ya sea por flujo a través de las raíces de la planta, un proceso conocido como empuje hidráulica o flujo a través de la masa terrestre. El empuje hidráulico se produce cuando el sistema de raíces proporciona un puente de baja resistencia entre el suelo seco superficial y el suelo húmedo profundo. El agua fluye a través de las raíces desde el suelo húmedo profundo al suelo seco superficial durante la noche, resultando en un aumento de contenido de agua en el suelo superficial. La redistribución de la humedad del suelo también puede ocurrir por el flujo capilar a través de la masa terrestre en respuesta a gradientes verticales poderosas en el potencial de la matriz.

La recarga nocturna integrada a través de los primeros 60 cm de suelo fue de 0,3 mm día⁻¹, índice de recarga equivalente al 10% de la evapotranspiración diaria y puede ser importante para la función del bosque, ayudando a los árboles a evitar el estrés de sequía, al aumentar la eficiencia con la que las raíces profundas extraen el agua. De igual manera, la redistribución puede aumentar la actividad microbial en el suelo superficial al mejorar el estado de humedad local.

La diapositiva muestra una climatología general sobre la zona (ver pág 8). Aproximadamente, un tercio de la precipitación anual se produjo entre el 15 de julio y el 14 de diciembre, el resto desde fines de diciembre a julio. Se registró una tendencia de aumento de precipitación de 13 a 16 LT; como resultado del aumento de la convección. La estación de lluvias estuvo marcada por muchos días consecutivos de precipitaciones moderadas. La radiación solar en la parte superior de la atmósfera (K_{top}) registró dos máximas (22 de septiembre y 22 de marzo) y dos mínimas (22 de junio y una mínima secundaria el 22 de diciembre). La radiación solar entrante varió estacionalmente, alcanzando una máxima de aproximadamente $24 \text{ MJm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ en septiembre y una mínima de 8 a $12 \text{ MJm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ al comienzo de la estación de lluvias.

El cambio estacional en nubosidad fue el mayor controlador de la radiación incidente, mientras que el ángulo solar jugó un rol secundario. La transición de la estación de sequía a la de lluvias coincidió con una marcada reducción en la radiación entrante. La temperatura del aire de la superficie varió muy poco durante el año, un patrón que es típico de esta región, es decir, la temperatura máxima diaria fue de 24 a 32 °C y la mínima de 20 a 25 °C . La estación de sequía fue solamente de 1 a 3 °C en promedio más templada que la estación de lluvias. Las temperaturas máximas y mínimas diarias y la variación diaria de la temperatura se redujo durante los 3 meses centrados en enero, coincidiendo con el aumento de nubosidad. El contenido de vapor de agua en el aire fue consistente de 17 a 19 g kg^{-1} , y el déficit promedio de vapor de agua diario disminuyó de 7 hPa en la estación de sequía a 2 hPa en la estación de lluvias, coincidiendo con la disminución de la temperatura del aire durante el día.

La próxima diapositiva muestra los patrones estacionales de la radiación neta (ver pág. 9), la evapotranspiración y el flujo de calor sensible. La evaporación varió de 1,5 a 6 mm día^{-1} , con un promedio anual de $3,45 \text{ mm día}^{-1}$. La evaporación integrada anualmente fue de 1300 mm, o 60% de la precipitación observada. La evaporación y flujo de calor sensible aumentó en la estación de sequía y disminuyó en la estación lluviosa, coincidiendo con los cambios en la nubosidad y la radiación neta. La radiación neta resultó el principal controlador de la variación día a día en el flujo de calor latente y sensible, con flujos de alta turbulencia en días soleados. La radiación neta promedio de 24 horas fue de 70 a 180 Wm^{-2} , con un promedio de 140 Wm^{-2} en la estación seca y 113 Wm^{-2} en la estación de lluvias. Los patrones inter e intra estacionales del flujo de calor latente y sensible fueron similares a las tendencias en la radiación. La evaporación fue relativamente alta ($\approx 4 \text{ mm day}^{-1}$) y constante de un día a otro en la estación de sequía, y baja ($\approx 3.2 \text{ mm day}^{-1}$) y variable en la estación lluviosa.

De igual manera, la radiación neta mostró un patrón similar. El promedio de flujo de calor de 24 horas fue de 21 Wm^{-2} en la estación seca y de 16 Wm^{-2} en la estación lluviosa.

Pero la radiación neta no fue el único controlador de la evaporación diaria. La próxima diapositiva (ver pág. 10) muestra la fracción de evaporación. Se la calcula como el índice del flujo de calor latente en la radiación neta. Parece variar estacionalmente, alcanzando una mínima de 65 a 75 % de mayo a octubre y una máxima de 75 a 100% de diciembre a marzo. De igual manera, el índice Bowen varió estacionalmente, con una mínima coincidente con la fracción máxima de evaporación. El aumento en la fracción de evaporación de diciembre a marzo no puede explicarse sobre una base de cambio estacional en la evaporación potencial. El aumento estacional en la división de energía puede estar parcialmente relacionado con la frecuencia de la precipitación. Las tormentas frecuentes, de intensidad moderada a suave, aumentan la fracción total de precipitación retenida en la superficie de la vegetación. Esta precipitación interceptada, posteriormente se evapora de manera rápida ya que no hay limitación del estoma, resultando en índices generales de evaporación superiores. Por el contrario, las tormentas fuertes aisladas aumentan la fracción de precipitación que filtra en el suelo. El patrón estacional de intercambio de energía probablemente también fue controlado en parte por cambios en la fisiología de los

árboles. La disminución en la fracción de evaporación en el mes de mayo precedió el inicio de la estación de sequía, y el aumento en la fracción de evaporación en el mes de noviembre precedió el fin de la estación seca, indicando que el patrón estacional de fracción de evaporación no puede ser explicado en su totalidad por cambios en la meteorología.

Los patrones estacionales de la fracción de evaporación, el índice Bowen, son similares a los patrones estacionales de captura de CO₂ durante el día descriptas para el área (próxima diapositiva, muestra de un estudio de Goulden et al en el 2003 –Aplicaciones Ecológicas). Ellos descubrieron que la captura de CO₂, en una intensidad suave dada, fue mayor de octubre a abril que de mayo a septiembre, un patrón atribuido al aumento estacional en LAI. Es posible que estas observaciones estén relacionadas y que los aumentos de octubre a abril de la fotosíntesis de la canopia (ver pág. 12), la conductancia de la canopia y la fracción de evaporación, y la disminución del índice Bowen estén de manera mecánica vinculados a través de los cambios estacionales en LAI.

La próxima diapositiva (ver pág. 14) muestra las mediciones de datos biométricos y de covarianza “eddy” tomados en las dos torres en el bosque nacional de Tapajós, en el km 83 y el km 67. Esto se dio a conocer en un estudio reciente publicado en “Science” por Saleska et al (2003), que describe una síntesis objetiva de procesos de asimilación y emisión de CO₂ en el este de la selva tropical de la Amazonia. Se descubrió que tanto la respiración del suelo (R_{tot}) como la producción bruta del ecosistema (evaluada por dendrometría) aumenta en la estación de lluvias. Anteriormente no resultaba obvio que la respiración del suelo tuviera esos patrones –a mayores temperaturas en la estación de sequía, en teoría, podía también aumentar la respiración del suelo, aunque no se había observado.

Al observar tres años de mediciones del total del flujo de CO₂ medido en la punta de la torre, el NEE es más negativo durante la estación de sequía (consecuentemente absorbe más CO₂) y más positivo durante la estación de lluvias, relativamente. Entonces, una fase diferente de NEE se observó, comparada con el GPP y la respiración del suelo. La suma anual indicó que, año tras año, hay un signo positivo en el flujo de CO₂, lo que indica que hay emisión en una base anual. También resulta un tanto sorprendente, ya que otros sitios/emplazamientos monitoreados por LBA indican un sumidero. Eso revela cuán grande es la variabilidad espacial sobre la selva tropical, que a menudo se considera homogénea. Se explica que algunos lugares puedan estar regenerándose de previos disturbios naturales que provocan mortalidad (por ejemplo, durante los eventos El Niño, que están asociados a largos períodos secos). Hasta ahora se desconoce si la totalidad de la cuenca del Amazonas es un sumidero o una fuente –ese es uno de los temas que el Proyecto LBA tratará durante los próximos años.

¹ Traductoras: Mónica C. Vázquez, María Delia Bertuzzi y Mariana Aldao