

CONAPHI - BOLIVIA

ORSTOM

P H I C A B

UNESCO

I H H

S E N A M H I

BALANCE HIDRICO SUPERFICIAL DE BOLIVIA

Michel-Alain ROCHE, Carlos FERNANDEZ JAUREGUI,

Angel ALIAGA RIVERA, Jorge PEÑA MENDEZ

Edgar SALAS RADA, José Luis MONTAÑO VARGAS

Las ideas expresadas por los autores de los artículos firmados pertenecen a los mismos y no reflejan necesariamente las de la UNESCO y ORSTOM. Las designaciones empleadas, las expresiones y la presentación adoptada para todos los materiales de esta publicación, no deben ser interpretadas por parte de algún país o territorio como una toma de partido en relación con su régimen político o con el trazado de sus fronteras.

Publicación auspiciada y co-financiada en 1992 por ORSTOM, La Paz, Bolivia y el Programa Hidrológico Internacional de la Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe - ORCYT - Montevideo - Uruguay

ISBN 92-9089-029-0

CONAPHI - BOLIVIA
ORSTOM P H I C A B UNESCO
I H H S E N A M H I

BALANCE HIDRICO SUPERFICIAL DE BOLIVIA

Michel-Alain ROCHE, Carlos FERNANDEZ JAUREGUI,

Angel ALIAGA RIVERA, Jorge PEÑA MENDEZ

Edgar SALAS RADA, José Luis MONTAÑO VARGAS

extranjeros facilitaron la obtención de datos y publicaciones específicas, en particular la DNAEE de Brasil, el INCYTH de Argentina, la DGA de Chile y los SENAMHI de Paraguay y Perú.

De esta forma, la actividad pluri-institucional a todos los niveles y en especial en el PHICAB, fue un ejemplo de cooperación y representa por ello un importante logro, ya que sin la participación de estos organismos, y de sus investigadores y técnicos, este trabajo no hubiera podido llevarse a cabo.

A pesar de las incertidumbres que existen, una de las metas del presente estudio es señalar el camino para los trabajos posteriores que deberán, periódicamente, actualizar este balance, con técnicas nuevas y datos más abundantes y de calidad superior.

Con el fin de respetar las normas uniformes establecidas para el conjunto del continente, el método utilizado para la elaboración del balance fue el propuesto por UNESCO y publicado en 1982 bajo el título de "Guía metodológica para elaboración del balance hídrico de América del Sur". En función de la existencia de datos utilizables para la región en conjunto, el período del balance fue fijado entre 1968 y 1982 para Bolivia.

La evaluación sistemática de los términos del balance en todas las grandes cuencas hidrográficas que constituyen una región o país, tal como Bolivia, implica su "espacialización hidrológica" o "regionalización hidrológica", a partir de lo cual resulta posible calcular promedios espaciales sobre un período determinado. Esta operación resulta casi imposible por observación directa de todos los términos involucrados. En efecto, las mediciones necesarias, en número considerable durante largos períodos, no han sido efectuadas generalmente en forma sistemática. Más aún, la metodología de medición regional directa no existe de hecho para ciertos parámetros, tales como la evapotranspiración real (ETR).

Los márgenes de error, de los cuales se puede estimar un orden de magnitud por la comparación de los valores observados y calculados por el balance, son muy variables dependiendo de las cuencas. La disponibilidad de datos y su precisión varían considerablemente según las estaciones y por consiguiente según las cuencas. Debe decirse igualmente que las mediciones no siempre son de buena calidad, y que los valores observados no constituyen forzosamente una referencia confiable que pueda servir para descartar un valor estimado sensiblemente diferente. Si la medición no puede considerarse como verdaderamente segura, no queda otra cosa que constatar una diferencia entre los dos valores.

La determinación espacial de las precipitaciones (P), con técnicas apropiadas de tratamiento de la información, es posible. Corresponde al trazado de la carta de isoyetas o de polígonos de Thiessen, a partir de valores puntuales de precipitación medidos en estaciones pluviométricas.

De la misma forma, las cartas de curvas de igual ETR pueden trazarse sobre la base de los parámetros climáticos, que son en sí mismos "espacializables" según las cartas climatológicas, y a los cuales aplicamos las fórmulas de cálculo de la ETR.

A la inversa, la espacialización sistemática de los escurrimientos, a partir de los caudales medidos solamente en algunas estaciones (Abasto et al., 1985), y a menudo para otras delimitaciones de cuencas que las definidas para el estudio regional, aparece como más compleja. Uno de los métodos disponibles para calcular los caudales de las cuencas sin estaciones hidrométricas es el empleo del balance hídrico. Es por lo tanto el término escurrimiento el que, para su espacialización sistemática será más frecuentemente deducido de los otros dos.

Cuando los caudales superficiales Q son medidos a la salida de una cuenca, es la ETR de esta cuenca la que se deduce de la ecuación del balance hídrico. Esta evaluación asimila la ETR al déficit de escurrimiento (DE).

$$ETR = DE = P - Q$$

El interés de esta última operación es que el valor de la ETR así obtenido es generalmente considerado el mejor posible con respecto a los métodos de evaluación por mediciones puntuales, o de la utilización de fórmulas puntuales o regionales. El balance hídrico permite por lo tanto juzgar, por comparación, la validez de los resultados de ETR calculados por medio de fórmulas, y así ajustar eventualmente los parámetros de tales fórmulas y la elección definitiva de las mismas. La igualdad del balance supone en este caso que no existe pérdida por flujo subterráneo aguas abajo de la estación hidrométrica, o por escurrimiento subterráneo aguas arriba. La igualdad supone también que la reserva subterránea es la misma al principio que al final del período tomado en cuenta (Roche, 1982).

Existen en Bolivia, sin embargo, grandes cuencas en las que las pérdidas subterráneas (Qs) son importantes. Se trata de la alta cuenca del Río de la Plata en el Chaco donde las infiltraciones son efectivas en el mismo lecho del río Pilcomayo, y en una zona muy permeable y semi-endorreica situada entre los ríos Pilcomayo y Paraguay. Parece ser el caso también en la parte sur de la cuenca del Izozog. La topografía deja entrever que estos escurrimientos se dirigen hacia el Paraguay. En el caso de estas cuencas, se obtuvo un escurrimiento global (superficial y subterráneo) por medio del balance, y luego se propuso un ensayo de separación de los dos tipos de escurrimiento.

$$Q + Qs = P - ETR$$

En el caso del balance hídrico de una cuenca lacustre (el lago Titicaca por

INTRODUCCION

Las condiciones climáticas reinantes en Bolivia son muy variadas según las regiones. en razón de una orografía poco común y de una situación intertropical, las cuales regulan la distribución de los recursos renovables (Montes de Oca, 1982). Estas condiciones representan para el país un factor de riqueza excepcional para numerosos sectores del desarrollo pero también un factor limitante en ciertos casos. Aunque ello puede ser válido para cualquier país, más aún en Bolivia, las relaciones entre el clima y los volúmenes de agua disponibles aparecen, por tanto, como un conocimiento esencial para el aprovechamiento nacional (Fernández-Jáuregui et al., 1987; Roche, 1988).

Estas relaciones son establecidas, en una primera etapa, por el balance hídrico superficial que significa que en una cuenca hidrográfica la oferta de recursos hídricos constituidos por las precipitaciones y los escurrimientos eventuales aguas arriba es en parte evaporada y evapotranspirada, y el complemento escurre aguas abajo a través del curso de agua. La elaboración del balance hídrico consiste por tanto en evaluar estos diferentes términos.

Se habían elaborado en Bolivia memorias sobre climatología e hidrología, pero ellas se refieren a determinadas cuencas o regiones elementales, sin que exista una publicación global que constituya por sí misma una síntesis de los términos del balance hídrico del país. A los planificadores les hacía falta contar con una visión sinóptica de las distribuciones de estos términos, y éste fue el objetivo de la elaboración del balance hídrico superficial de Bolivia.

METODOLOGIA DEL BALANCE HIDRICO

METODOLOGÍA GENERAL

El estudio de los balances hídricos superficiales de Bolivia fue realizado en el marco de los acuerdos establecidos entre el Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM), el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés (IHH/UMSA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) de Bolivia. Estos acuerdos tuvieron por objeto llevar a cabo el Programa Hidrológico y Climatológico de Bolivia: PHICAB (Roche y Canedo, 1984; Roche, 1986). Esta cooperación fue coordinada con el Programa Hidrológico Internacional (PHI/UNESCO) el cual promovió la ejecución del balance hídrico de América del Sur, por intermedio del Comité Nacional para el PHI (CONAPHI-Bolivia) en lo que concierne a Bolivia (UNESCO, 1982, 1987).

Ocho grandes cuencas hidrográficas, que cubren la casi totalidad del país fueron estudiadas en forma individual, siendo cada una de ellas objeto de tesis de postgrado preparadas en el marco del PHICAB y presentadas a la UMSA. Esta memoria presenta la síntesis de estos resultados producidos por Abasto (1987), Arellano (1988), Cruz (1987), Espinoza (1985), Frías (1989), García (1985), Lozada (1985), Mariaca (1985). En algunos casos se introdujeron modificaciones mínimas con vistas a la armonización de los resultados entre cuencas.

Algunos trabajos complementarios de Roche y Rocha (1985); Benavidez (1988); Herbas (1987); Roche et al. (1986, 1990, 1991) contribuyeron a los estudios de detalle o de síntesis de esta memoria.

Se estudian en detalle los regímenes hidrológicos de Bolivia en el marco de una segunda parte del programa PHICAB (Bourges, 1986, 1987, Bourges et al., 1990). Igualmente, los contenidos y exportación de materiales disueltos y en suspensión por las aguas superficiales constituyen una tercera fase del PHICAB (Roche et al., 1986 a, b; Roche, 1988; Guyot et al., 1987, 1988, 1990).

Teniendo en cuenta la escasez de datos en determinadas zonas, fue en verdad un desafío pretender ampliar las evaluaciones a la totalidad de una región de más de un millón de kilómetros cuadrados. Uno de los puntos de interés del estudio, gracias a la metodología empleada, es que permitió calcular los valores para todas las principales cuencas bolivianas o comunes con los países limítrofes. A tales efectos, la armonización de los resultados en las zonas fronterizas tomó en cuenta las distribuciones en los países vecinos. Los servicios meteorológicos e hidrológicos

ejemplo), bien observadas las precipitaciones y caudales, sigue siendo la evaporación la que se deduce generalmente de la suma algebraica de los restantes términos (Basoberry, 1969; Roche, 1973; Roche et al., 1990; Ortega, 1974; Carmouze et al., 1983; Lozada, 1985). Este balance se representa de esta forma:

$$P + Q_t + Q_n = E + Q_d + Q_i + Q_e + dH$$

donde P = Precipitaciones sobre el lago
 Q_t = Aportes de los tributarios de lago, siendo Q_t=P_t-E_{tr}-Q_{ef} ± n
 donde
 P_t es la precipitación sobre las cuencas de los tributarios
 E_{tr} es la evapotranspiración real
 Q_{ef} es la exportación artificial eventual fuera de la cuenca, a partir de los cursos de agua. Este término no se considera en el estado actual, sin embargo debería ser tenido en cuenta en los modelos prospectivos de explotación.
 n es la variación del almacenaje de agua en la napa freática
 Q_n = Aportes de las napas freáticas al lago
 E = Evaporación de las aguas superficiales del lago
 Q_d = Pérdidas superficiales por salida (ejemplo: río Desaguadero)
 Q_i = Infiltraciones profundas de lago, si existen
 Q_e = Pérdidas por exportación artificial eventual fuera de la cuenca, a partir del lago
 dH = Variaciones del almacenaje en el lago, cuyo valor es positivo o negativo.

El balance de otras depresiones tales como el lago Poopo y los salares, son del mismo tipo.

Los caudales que salen eventualmente por infiltración a través del fondo de un lago, así como los que entran por descarga de las napas, están integrados a la ecuación del balance. De todas maneras, sus valores de pérdida y aporte subterráneo, contrarios entre sí, no son conocidos por lo general. Es el caso del lago Titicaca, por ejemplo, para el cual estos fenómenos no son bien conocidos. Se cree, no obstante, que los aportes subterráneos, tales como los de las napas freáticas de la orilla, se manifiestan por manantiales y terrenos húmedos, y son superiores a las eventuales pérdidas profundas del lago, bajo el río Desaguadero, y en dirección al lago Poopo. Estas ganancias o pérdidas supuestas no han sido por lo tanto tomadas en cuenta en los cálculos. Debe decirse que un aporte de las napas freáticas tiende a provocar una subestimación de las pérdidas globales, y por tanto del valor aproximado de la evaporación. Lo contrario es válido en lo que se refiere a las infiltraciones.

METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DE LAS PRECIPITACIONES

La carta de isoyetas trazada a escala 1/5.000.000 para el establecimiento del balance hídrico de Bolivia es el documento más detallado y actualizado sobre precipitaciones medias plurianuales existente en el país. El trazado de isoyetas se armoniza con los resultados de los países limítrofes donde se extienden las cuencas hidrográficas binacionales.

Se utilizaron observaciones pluviométricas de 550 estaciones. Se tomaron en consideración los datos mensuales, con relleno de vacíos de información obtenidos por correlación con estaciones vecinas. La corrección y homogeneización de los datos anuales fue efectuada por el método de doble acumulada, tomando como vector de referencia la media de los valores del grupo de estaciones de cada región individualizada (UNESCO, 1982). Las mayores densidades de estaciones se encuentran en los Andes donde las regiones climáticas son las más contrastadas. Se han utilizado algunas estaciones como simple referencia a pesar de que sus datos no puedan homogeneizarse en razón de la corta duración del período de observación. En la llanura, donde los gradientes son regulares, la distribución de las estaciones es menos densa.

Los datos más antiguos se remontan generalmente al año 1945. Sin embargo es a partir de 1968 que se llevó a cabo un gran esfuerzo de equipamiento de la red climatológica. Por este motivo los datos pudieron ser homogeneizados para el período 1968-1982, no pudiendo hacerse lo mismo para los años anteriores en razón de su número insuficiente. De todas maneras, los gradientes espaciales de precipitación, que son muy acentuados en los Andes, están poco influenciados en su trazado por las fluctuaciones de las medias de las series de valores en función de los períodos. Se deduce que la homogeneización de los datos poco altera el resultado del trazado de las isoyetas y por tanto la evaluación de la lámina media precipitada sobre estas cuencas. Una primera carta pluviométrica trazada al 1/4.000.000 (Roche y Rocha, 1985), sin homogeneización de datos, se asemeja a la presentada con este trabajo.

El trazado de isoyetas tuvo en cuenta, en el detalle, la morfología deducida de la carta orográfica, las zonas de cubierta vegetal caracterizada sobre una carta ecológica existente, y el conocimiento del terreno que poseen los autores. De esta forma, se han medido altos valores pluviométricos en el fondo de los valles cálidos de La Paz ("los Yungas") a unos 3000 m de altura, por medio de totalizadores instalados durante dos años en estos sitios para confirmar los índices muy elevados proporcionados por la carta ecológica. Anteriormente estos epicentros habían pasado desapercibidos a causa de la insuficiente densidad de pluviómetros.

METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL

Significado de la evaporación y de la evapotranspiración

La evapotranspiración y la evaporación reales son generalmente los términos más difíciles de medir del ciclo del agua.

Parece útil precisar algunas definiciones básicas que ayuden a la comprensión de las evaluaciones realizadas sobre el tema. La evaporación potencial EP es el flujo máximo de vapor emitido por una interfase libre de agua superficial. La transpiración TR corresponde al flujo de vapor liberado hacia la atmósfera a través de los estomas de las plantas. La evapotranspiración potencial ETP es la suma de las cantidades máximas de agua que pueden ser evaporadas desde el suelo y transpiradas por la vegetación cuando ésta cubre completamente este suelo en condiciones de alimentación óptima. Según esta definición, la ETP depende únicamente de la energía latente disponible, es decir del clima (Bouchet, 1963; Bowen, 1962).

Presentadas estas definiciones, debe señalarse que en realidad la evaporación máxima medida sobre el agua libre varía según la extensión de la superficie sobre la cual está evaluada. Numerosos trabajos, entre ellos los de Ríou (1970, 1975) y Pouyau (1986), confirmaron que las evaporaciones de agua libre medidas en tanques son superiores a aquellas de los lagos vecinos. El "efecto de oasis" afecta la apreciación de la ETP, traduciendo una de las consecuencias de la transferencia de escala. Expresado en términos energéticos y advectivos, se llega a una desviación que es tanto más pronunciada cuanto mayor es la diferencia de superficie y cuanto más caluroso y seco es el clima. La definición de la evapotranspiración carece por tanto de rigor porque está directamente relacionada a la escala espacial tomada en consideración.

A escala regional, conforme a estas definiciones, la ETP correspondería por tanto a cuencas hidrográficas cubiertas de agua, con vegetación sin límite de alimentación hídrica, y suelos impregnados hasta la superficie. Un mosaico de tales situaciones debería dar lugar a la máxima evaporación posible.

A escala de cuenca, aunque la disponibilidad total de agua con respecto a la demanda en evapotranspiración puede ocurrir en regiones muy húmedas, en la mayoría de los casos las capas de agua superficiales tienen frecuentemente una superficie restringida en el tiempo y el espacio, a los suelos desnudos les falta la humedad suficiente y no tienen evaporación en su interfase con la atmósfera. Asimismo la vegetación puede no encontrar suficiente agua en el suelo, regulando entonces su transpiración por los estomas o marchitándose. En este caso frecuente, la evapotranspiración disminuye, siendo entonces una evaporación real (ETR). Esta depende en gran medida, por lo tanto, del clima y particularmente de las precipitaciones, pero también está determinada por las condiciones biogeodinámicas específicas de la cuenca. La ETR tiende a la ETP, por ejemplo en el caso de un mar, de un bosque muy húmedo o de un perímetro abundantemente irrigado. También tiende hacia el cero, en el caso de un desierto absoluto, donde sin embargo la ETP puede tener valores muy elevados.

Metodologías de cálculo de la evapotranspiración

Las metodologías empleadas para una estimación de la evapotranspiración en las cuencas hidrográficas de vasta superficie son en la práctica muy diversas.

Los datos del **tanque de evaporación** equivalen a una medida de la evaporación potencial de una pequeña superficie de agua (Ríou, 1970). La amplificación espacial de datos se efectúa generalmente aplicando un coeficiente de reducción que compensa el efecto de pared, y de superficie y volumen pequeños. Este coeficiente puede estar comprendido, según los ajustes, entre 0,7 y 0,9. No se ha empleado ningún lisímetro en Bolivia. Uno de los intereses de los datos del tanque evaporímetro es poner en evidencia el modo de variación estacional de la evaporación. Los resultados pueden compararse a los obtenidos mediante fórmulas. Uno de los principales inconvenientes radica en la frecuente dificultad de obtener mediciones confiables.

Los **aparatos de medición**, tales como el evaporímetro de Piche, proporcionan valores que resultan siempre delicados de extrapolar a otras escalas, o datos indirectos que requieren de hipótesis intermediarias con fórmulas matemáticas. Con frecuencia presentan dificultades de contraste y de observación, y existen sobre una red muy poco densa. Finalmente, se llega casi siempre a incertidumbres para su aplicación regional.

Más allá del **balance aerológico** (Marques et al., 1980) cuya posibilidad de aplicación regional queda por demostrar, se tienen las **fórmulas de evaporación**. Existen múltiples fórmulas en la literatura (Blaney y Criddle, 1962; Benavides y López, 1970; Bruntsaert, 1965, 1982; Caro, 1980; UNESCO, 1982). Las dos fórmulas de validez anual y plurianual, de Turc (1955, 1961) y de Coutagne (1954), están dadas para una evaluación de la ETR, las otras calculan la ETP.

Más o menos sofisticadas, las fórmulas fueron actualizadas con frecuencia

para condiciones físicas y climáticas específicas, de tal forma que no pueden ser trasladadas sin riesgos a otras zonas climáticas. Doorenbos y Pruitt (1975) presentan un cuadro impresionante del inventario de fórmulas de este tipo. El gran número de fórmulas que existe hace dudar sobre los resultados que se pueden obtener con su aplicación. Dicho esto, y en espera de la actualización funcional de los métodos de teledetección, el único método que nos queda para intentar evaluar la evapotranspiración real regional en forma paralela al balance hídrico, es la utilización de fórmulas. Así, se examinaron las más conocidas, se verificaron sus diferentes límites de aplicación y se compararon sus resultados con los del balance hídrico.

Entre estas fórmulas, la de Penman (1948, 1956, 1963) tiene desde hace décadas el mayor éxito por ser hasta cierto punto lógica en su elaboración. Traduce una concepción realista del fenómeno de la evaporación, combinando al mismo tiempo el balance energético y la ley de Dalton. Las simplificaciones de formulación basadas en hipótesis más o menos respetadas sobre el terreno, disminuyen considerablemente el número de datos necesarios, tomando en cuenta un solo nivel de referencia: el del abrigo meteorológico. No obstante ello, rara vez se dispone de todos los datos con una densidad espacial satisfactoria. Faltan generalmente también suficientes mediciones de radiación (Colque Rojas, 1983). Es por ello que se propusieron fórmulas más simples pero por ello más criticables, que requieren menores características climatológicas.

Ciertos autores proponen coeficientes para evaluar la ETR a partir de los resultados obtenidos por fórmulas. Estos coeficientes varían según los meses del año. Son eventualmente "coeficientes de cultivo" que toman en cuenta la condición estacional de la vegetación.

Riou (1975) y Pouyaud (1986) demostraron que un coeficiente (λ), aplicado al término advectivo de la fórmula de Penman, permite disminuir su valor, que es aparentemente muy alto durante la mayor parte del año, para arribar a la equivalencia con la evaporación de los lagos evaluada por el balance. De la misma forma, estos autores estudian la variación del coeficiente de las fórmulas de Priestley y Taylor (1972) para obtener una correspondencia con los lagos. En los dos casos, estos coeficientes varían con la talla de la interfase, y con el mes, tomando en cuenta así la escala espacial y temporal. Fueron determinados sobre los sistemas hidrológicos específicos, con su medio ambiente particular. Sin embargo, tales coeficientes tienden a sus límites a medida que aumenta la amplitud regional, y permiten intentar estimaciones sobre grandes zonas.

Los resultados obtenidos a partir de las fórmulas de la ETP varían sobre una gama muy amplia por las razones arriba expuestas. Para la fórmula de Penman, por ejemplo, los numerosos coeficientes, difíciles de ajustar sin estudios específicos y minuciosos por zonas, hacen perder mucho interés en su extensión espacial generalizada.

Sin embargo, al pasar de la ETP a la ETR, la disponibilidad de agua de precipitación y su almacenamiento en los suelos regulan los resultados. De esta forma el rol del suelo se integra en los modelos de acumulación y restitución. Uno de los primeros balances hídricos del suelo fue el de Thornthwaite y Mather (1957). Los agrónomos al igual que los hidrólogos han elaborado modelos más sofisticados tomando en cuenta diferentes horizontales de suelos y eventualmente un crecimiento estacional de las raíces de los cultivos. Estos modelos incluyen una ley de agotamiento de la reserva de agua, generalmente -exponencial.

Para comprender el principio de estos modelos, tomaremos como ejemplo el balance mensual o decadiario de Thornthwaite (1957). Este autor admite que la lluvia sirve para alimentar primeramente la ETR, y en segundo lugar la reserva hídrica del suelo. Cuando en uno o varios meses las lluvias llegan a saturar el suelo (con un máximo de acumulación predeterminado generalmente de 50 a 300 mm), el excedente se reparte según una distribución arbitraria en una infiltración profunda hacia una napa subterránea y en escurrimiento superficial: la mitad se escurre durante el mes, la otra mitad el mes siguiente después de un almacenamiento subterráneo. En época seca, cuando la precipitación es inferior a la ETP, el agua del suelo contribuye hasta el punto de desecamiento total para satisfacer a la ETP.

Metodología de evaluación de la ETR en el marco de los balances hídricos

En el establecimiento del balance hídrico de Bolivia, la ETR ha sido evaluada conforme a las recomendaciones del método de UNESCO (1982).

En la escala mensual o anual, las fórmulas de Thornthwaite y Mather (1957), con una capacidad máxima del suelo de 100 mm, y de Turc (1955) son las más utilizadas. La superposición de los mapas de isoyetas y de isotermas a escala 1/1.000.000 ha permitido calcular los valores de ETR en la intersección de las curvas y trazar así cartas con curvas de igual ETR para la regionalización de este término en el conjunto de las cuencas de tierra firme. La síntesis a 1/5.000.000 constituye así la carta de evapotranspiración real del presente trabajo.

En las llanuras de inundación de la cuenca del Itenez, se utilizó la fórmula de Penman para estimar la evaporación real de las extensiones de agua libre o la evapotranspiración real de zonas húmedas durante la mayor parte del año (pantanales). A tal efecto se tomaron en consideración los datos de las estaciones

climatológicas más próximas. En el estudio del lago Titicaca, se intentó igualmente una estimación suplementaria de la evaporación sobre una pequeña lámina de agua libre utilizando los resultados de los tanques de evaporación y la fórmula de Avellán (Lozada, 1985).

Por las expresiones matemáticas variadas y la diferente naturaleza y calidad de los datos climatológicos empleados, resulta interesante comparar las diferencias entre los resultados obtenidos con las diversas fórmulas.

En la cuenca del Itenez, se compararon los valores obtenidos por las fórmulas de Turc y de Thornthwaite para 16 estaciones climatológicas. Surge que del conjunto de los resultados, la fórmula de Thornthwaite da una ETR superior a la de Turc, siendo la media de +14,5% y la mediana de +10,4%. Las diferencias varían de +2,3% a +27%, una vez eliminados los dos valores extremos (C. Cruz, 1987).

En la cuenca del Pilcomayo, la comparación efectuada sobre 9 estaciones muestra asimismo valores calculados por la fórmula de Thornthwaite que son superiores a los obtenidos por la fórmula de Turc. La media es de +3,6% y la mediana de +2,2%, siendo los valores extremos de +0,3% y +8,4%.

Para 7 estaciones situadas alrededor del lago Titicaca, la fórmula de Avellán proporciona valores comprendidos entre 1174 y 1897 mm año⁻¹. El último balance hídrico efectuado muestra una evaporación del lago de 1628 mm año⁻¹ (Roche et al., 1990, 1991).

Herbas (1987), sobre una muestra de 6 estaciones de la cuenca del Río Grande, constata que la fórmula de Thornthwaite presenta resultados más elevados que la de Penman para la parte baja de la cuenca, y lo opuesto para las partes media y alta. La ETP según Penman parece estar efectivamente más próxima a la ETR a baja altitud, teniendo en cuenta una pluviometría más abundante. La fórmula de Turc proporciona resultados más débiles que las dos precedentes.

Mariaca (1985) y Herbas (1987) han establecido en diversas estaciones correlaciones entre los resultados observados sobre tanques evaporímetros de clase A y los calculados por la fórmula de Penman.

La comparación de los resultados obtenidos simultáneamente por el balance hídrico, una vez conocido el término del escurrimiento, ha llevado en algunos casos, conforme al método preconizado por UNESCO, a modificar los datos climatológicos de entrada. Esto se ha llevado a cabo revisando en particular el trazado de las curvas de isoyetas y de temperaturas, en la medida en que las modificaciones parecieron lógicas.

De todas maneras queda finalmente una diferencia entre los valores obtenidos por las fórmulas y por el balance hídrico. Resulta de interés volver sobre estas diferencias. Sobre 26 cuencas, el promedio de desviación de la "ETR fórmula" con respecto a la "ETR balance" es de +0,6%; la media es de +0,45%. De todos modos, el conjunto de las desviaciones relativas varía de -19% a +26%. Si no tomamos en consideración los 3 valores más reducidos y los 3 más fuertes de la serie, las diferencias extremas se reducen a -8% y +7%. Las mayores diferencias se encuentran en las cuencas semiáridas donde los términos del balance son generalmente menos bien observados que en zonas húmedas.

Los bajos valores de los términos del balance ocasionan, por otra parte, una fuerte sensibilidad de las diferencias relativas. Se constata, sin embargo, que la ETR calculada por fórmulas se aproxima a la obtenida por el balance hídrico, siendo esto tanto más cierto cuanto más grande es la superficie del conjunto regional.

METODOLOGIA DE EVALUACION DEL ESCURRIMIENTO

Las mediciones disponibles sobre caudales han sido aprovechadas en las principales estaciones del país. Las primeras observaciones del Programa PHICAB pudieron utilizarse en la llanura amazónica donde existían pocas informaciones (Abasto et al., 1985). Las estaciones de Angosto del Bala sobre el río Beni, Abapo sobre el río Grande, y Guayamerin sobre el río Mamoré, habían sido observadas anteriormente durante unos quince años. Así, los valores obtenidos por el PHICAB en el conjunto de la cuenca pudieron ser ajustados para el período tenido en cuenta para el balance.

Los datos existentes fueron completados por correlación con los resultados de las cuencas de igual régimen hidrológico, o por correlación con la precipitación media sobre la cuenca o de un grupo de estaciones. Se llevó a cabo un control de calidad de los datos de caudales por doble acumulación con los caudales de otras estaciones hidrométricas o de las precipitaciones de las estaciones pluviométricas de la cuenca. Se pudo tomar en consideración como referencia a un gran número de estaciones con observaciones parciales, ayudando a circunscribir las estimaciones, pero sus series de datos demasiado cortas para su homogeneización no fueron presentadas en los cuadros recapitulativos.

La comparación de los valores de caudales estimados por el balance y observados revela importantes diferencias extremas. No obstante, la media de las diferencias es débil. Así, para 26 cuencas, la media de diferencias relativas entre el caudal deducido del balance, por diferencia entre la precipitación y la evaluación de la ETR, y el caudal medido, es de +6,9%. La mediana es de +0,8%. El conjunto de diferencias relativas varía de -22% a +98%, sin embargo si no tomamos

en cuenta los 3 valores más reducidos y los 3 más elevados, las diferencias extremas se reducen a -17% y +36%. Las mayores diferencias relativas se encuentran en las cuencas semiáridas donde los términos del balance generalmente han sido menos bien observados que en la zona húmeda. Los valores débiles de los términos del balance traen aparejado una fuerte sensibilidad de las desviaciones relativas.

A nivel de la presentación general de los resultados, en ausencia de datos generalizados, el escurrimiento será frecuentemente deducido del balance.

Un mapa hidrológico representa las grandes cuencas hidrográficas de la región y muestra los hidrogramas mensuales de las principales estaciones de la red. Otros dos mapas hidrológicos indican los coeficientes de escurrimiento y los caudales específicos según una subdivisión de la región en grandes sub-cuencas.

El balance hídrico del lago Titicaca fue establecido nuevamente en una segunda oportunidad con nuevas técnicas informáticas, luego del estudio general del conjunto de Bolivia. Estas técnicas permiten la homogeneización de precipitaciones y caudales por el método VECSPAT, la estimación de caudales de las cuencas no observadas a partir de los mismos datos disponibles para otras cuencas, el cálculo automático de precipitaciones medias en las cuencas y el cálculo automático del balance. El período, diferente del balance general de Bolivia, es en este segundo caso de 1968 a 1989, sumando así 7 años de datos con respecto a la anterior evaluación (Roche et al., 1991).

Subsiste una duda sobre la variación de las reservas de las napas freáticas de la cuenca. Por el crecimiento del nivel del lago, se puede pensar que el almacenamiento en las napas ha aumentado al fin del período considerado, como consecuencia del fuerte episodio húmedo de los años 1984-1986. Por lo tanto, la evapotranspiración calculada por el balance hídrico estaría sobreestimada.

LAS CUENCAS HIDROGRAFICAS

Bolivia cuenta con tres grandes cuencas hidrográficas: la cuenca amazónica, la cuenca del Río de La Plata y la cuenca endorreica del Altiplano. Las cartas de las cuencas hidrográficas y de los coeficientes de escurrimiento responden a la delimitación de estas cuencas y de sus principales subdivisiones. Las superficies y los porcentajes que ellas representan con respecto a los grandes grupos de cuencas están indicados en los cuadros I a XXII.

La cuenca amazónica de Bolivia, limitada en Abuna en la frontera con el Brasil, corresponde a la mitad superior de la cuenca del río Madeira (Day y Davies, 1986; Sioli, 1984), una parte de la cual se sitúa igualmente en el Perú (12%) y en el Brasil (16%), con una superficie total de 888.000 km² en Abuna. La parte río arriba se extiende sobre la vertiente oriental de los Andes y ellos cubren 162.500 km² (18,3%) en Bolivia y 42.000 km² (4,7%) en Perú. El resto de la cuenca cubre 683.500 km² (77,0%) en la llanura oriental y sobre el Escudo Brasileño (Roche et al., 1986). Esta cuenca constituye el 65% de la región hidrográfica estudiada en el marco de los balances. El alto Madeira así delimitado representa el 64% de la superficie de la cuenca del río Madeira.

El río Madeira está formado por la confluencia de cuatro grandes ríos: el Madre de Dios (125.000 km²) y el Beni (122.400 km²) que confluyen para continuar el Beni; el Mamoré (222.100 km²) y el Itenez (303.300 km²) que confluyen para continuar el Mamoré. Por lo tanto son el Beni (283.400 km²) y el Mamoré (567.800 km²) que constituyen poco después el río Madeira.

El río Parapeti, nacido en los Andes, desemboca en la depresión de los Bañados de Izozog donde se evapora gran parte de sus aguas. El conjunto de la cuenca ocupa 52.500 km². Puede considerársele parte de la cuenca amazónica dado que existe una comunicación, en períodos de crecidas, con el río San Miguel al norte de los Bañados de Izozog. Sin embargo, ha sido estudiado por separado. Las comunicaciones intermitentes y de escaso valor con el río San Miguel, aunque poco conocidas, no parecen influir de forma significativa sobre la gran cuenca del Itenez. Como contrapartida, una integración directa a esta última cuenca arriesgaría confundir sin significado real los parámetros hidrológicos obtenidos para el primero.

La cuenca del Río de La Plata en Bolivia puede ser subdividida en tres grandes subcuencas. La cuenca del río Paraguay propiamente dicha se extiende en la llanura oriental sobre 125.600 km² en el sudeste de Bolivia. Esta cuenca ha sido objeto de evaluaciones menos precisas porque una gran parte de su superficie está mal drenada por una red hidrográfica altamente degradada donde el escurrimiento río abajo disminuye por evaporación e infiltración en los cursos de agua y zonas pantanosas. La parte más activa del alto río Paraguay se sitúa en Brasil. Dos afluentes importantes del río se sitúan en el sudoeste de Bolivia: por una parte la cuenca del río Pilcomayo, de una superficie de 93.000 km², y por otra la cuenca del río Bermejo con una superficie de 16.000 km², el cual comprende el río Bermejo propiamente dicho y un afluente importante, el Río Grande de Tarija. En la cuenca del Río de La Plata los Andes representan 97.400 km².

Dos sistemas hidrológicos activos separados se distinguen en la **cuenca endorreica del Altiplano** que cubre 134.000 km²: (i) el lago Titicaca (3810 m) que desagua en el lago Poopo (3686 m) por intermedio del río Desaguadero; este último lago se vierte en el salar de Coipasa (3657 m) durante los períodos de crecidas excepcionales. (ii) El salar de Uyuni (3653 m) que recibe al Río Grande de Lipez. Las posibilidades de comunicación entre estos dos sistemas existen para niveles de agua superiores a los observados en 1986.

Cinco subcuencas han sido tomadas por tanto en consideración en el Altiplano: la cuenca del lago Titicaca (57.300 km²), la cuenca del río Desaguadero (29.500 km²), la cuenca del lago Poopo (27.700 km²), la cuenca del salar de Coipasa (30.200 km²) y la cuenca del salar de Uyuni (46.600 km²).

En la época actual, el lago Titicaca es la única extensión de agua superficial importante verdaderamente estable en el Altiplano: 8490 km² (8690 km² según Lozada, 1985), profundidad máxima 285 m, o sea una altitud mínima del fondo del lago de 3525 m, la más baja de la cuenca endorreica. Por otra parte, el lago se subdivide en dos partes de superficies y volúmenes desiguales. El Lago Mayor (7230 km²), donde se encuentran las mayores profundidades, recibe los principales aportes. Se comunica por un estrecho de algunos kilómetros de largo y de unos sesenta metros de profundidad con el Lago Menor (1260 km²), el cual, exceptuando una fosa de 40 m de profundidad, presenta fondos del orden de 5 a 10 m. En su extremo meridional nace el río Desaguadero.

El área total de la cuenca del lago Titicaca, en la salida del Desaguadero es de 57.500 km² (57.300 km² según Lozada, 1985), incluidas las aguas superficiales, de las cuales 1/4 en Bolivia y 3/4 en Perú.

La superficie de la cuenca de drenaje es de 49.010 km², o sea 85% del total de la cuenca, de la cual 1/5 en Bolivia y 4/5 en Perú. Tres cuartas partes de la cuenca hidrográfica del lago son drenadas por seis cursos de agua: los ríos Ramis (31%), Ilave (15%), Coata (11%), Catari (7%), Huancane (7%) y Suchez (6%).

Un 4% de la cuenca está situado a una altitud de 5000 a 6400 m. La planicie del Altiplano representa el 28%, mientras que el lago mismo se extiende en un 15% de la superficie.

El perímetro del lago es de 915 km. Si suponemos una fluctuación máxima interanual del lago repartida en todo su perímetro de ± 200 m relativamente a una posición media de la ribera, trasladado a una superficie de 8490 km², la variación de superficie correspondiente sería de $\pm 2,0\%$, para el período 1968-1987. Esta corrección, a causa de su incertidumbre y de la falta de calado, no pudo ser aplicada en los cálculos relativos al balance del lago.

En el conjunto de la región estudiada, los Andes corresponden a 500.600 km² (36,6%) para la totalidad de las cuencas, de los cuales 458.700 km² (33,6%) se encuentran en Bolivia. La llanura oriental y el Escudo Brasileño cubren 865.800 km² (63,4%).

La totalidad de las cuencas para las cuales se estableció el balance hídrico cubre una superficie de 1.366.000 km². Las cuencas correspondientes a Bolivia cubren 1.076.000 km², o sea una diferencia de -2% con la superficie de Bolivia (Atlas of the World, Time, 1987). Esta diferencia se puede atribuir en gran parte a la precisión del fondo topográfico a 1/1.000.000 utilizado para la delimitación de las cuencas y el planimetrage. Otra carta hidrográfica de Bolivia, también a 1/1.000.000, revela una escala ligeramente diferente; por otra parte, en ausencia de curvas de nivel, las delimitaciones de las cuencas a veces difieren considerablemente de las obtenidas en la carta precedente.

RELIEVE, SUELOS Y CUBIERTA VEGETAL

El relieve juega un papel importante en la distribución de las precipitaciones en Bolivia y en el comportamiento hidrológico de las cuencas. Por ello, pareció importante disponer de una carta orográfica de la región a igual escala que las restantes cartas. La misma fue trazada a partir del mapa topográfico IGM en curvas de nivel a 1/1.000.000.

Los Andes son una cadena de montañas de elevada altitud cuyas cumbres más altas alcanzan 6400 m. Estas cumbres están cubiertas de glaciares cuya altitud límite se sitúa entre 5000 y 5200 m. La cadena se divide en dos cordilleras, la oriental y la occidental. Ellas rodean una vasta depresión, el Altiplano, que se extiende sobre 1000 km de longitud y 250 km de ancho y cuyas altitudes inferiores van de 3900 a 3650 m de norte a sur. La Cordillera Oriental está surcada por profundos valles, y las altitudes disminuyen rápidamente más allá del límite de división de aguas con el Altiplano.

El límite entre los Andes y la llanura oriental fue elegido, sobre todo para la planimetría de las cuencas, como la curva de nivel 500 m que corresponde generalmente a la desaparición del relieve en el paisaje.

La llanura oriental se divide en una parte septentrional, llamada Llanos o llanura amazónica, y una parte meridional que corresponde esencialmente al Chaco o llanura de los ríos Parapeti y Paraguay. A la salida del sector montañoso, los ríos penetran sin transición en la llanura de pendiente poco pronunciada. En los Llanos, el umbral del Escudo Brasileño crea una serie de rápidos poco antes de la confluencia de los ríos Beni y Mamoré y sobre el río Madeira. En la confluencia del Mamoré y el Beni, la altitud es solamente de 115 m.

En la planicie, de igual forma, una convexidad de altitud superior a 250 m enlaza el extremo oriental de la cadena andina con el Escudo Brasileño.

El Escudo Brasileño se presenta bajo forma de una meseta con relieve de "mesas" que alcanza en Brasil alturas ligeramente superiores a 1000 m en el extremo norte de la cuenca del Itenez.

Los terrenos andinos son de todas las edades geológicas, del Paleozoico al Cuaternario. Han sido afectados por la orogénesis del Plioceno, con pliegues locales del Cretáceo Superior y Eoceno. Las cumbres más altas de la cordillera oriental están formadas por rocas intrusivas (granito y granodiorita). La cordillera oriental es esencialmente volcánica. Sedimentos del Cenozoico y del Cuaternario ocupan los fondos de los valles de la parte baja de los Andes. La llanura oriental está colmada por sedimentos detríticos plio-cuaternarios y cuaternarios. El Altiplano corresponde al relleno detrítico de una zona tectónica. La vertiente oriental de la cuenca está constituida por series fluvio-glaciares cuaternarios, mientras que en la zona central afloran series terciarias y cuaternarias. En la mitad sur del Altiplano se encuentran los depósitos de sal y de salmueras (salares), de vastas superficies (Ballivian y Risacher, 1981).

En los Andes, a partir de las cumbres rocosas, hacia los 4500 m de altitud con la aparición de suelos poco profundos, se manifiesta una vegetación herbácea dispersa (Brockmann, 1978). Estas especies son reemplazadas a los 3500 m por una vegetación de tipo tropical, ya sea húmeda en suelos relativamente profundos, o semiárida en suelos pobres, según la pluviosidad de las zonas, a veces con un pasaje corto de tipo templado o mediterráneo de origen antrópico. En la cuenca amazónica, no obstante, la vegetación tropical húmeda siempre acaba por ocupar el flanco oriental de los Andes a partir de altitudes comprendidas entre 3500 m y menos de 1000 m. En la planicie, sobre suelo espeso, el bosque da lugar hacia el este a la sabana herbácea inundable de bosque de galería, y luego reaparece en el Escudo Brasileño poco después de la confluencia del Mamoré con el Itenez para iniciar la gran selva amazónica. En el Chaco, la vegetación es de tipo herbácea y arbórea espinosa.

LAS PRECIPITACIONES

DISTRIBUCIÓN ESTACIONAL DE LAS PRECIPITACIONES

La similitud de los hietogramas mensuales interanuales de toda Bolivia, tal como figuran en la carta pluviométrica, muestra la pertenencia de toda esta región sudamericana a un mismo régimen pluviométrico.

La estación lluviosa se centra en el verano con un máximo en enero y en segundo lugar en febrero. Se inicia generalmente en diciembre para concluir en marzo. La estación seca es en invierno, con un mínimo de mayo a julio. Dos períodos de transición separan estas dos épocas, uno en abril y otro de septiembre a noviembre.

En el conjunto del país, un total de 60 a 78% de las precipitaciones ocurren durante los cuatro meses más lluviosos, y de 0 a 15% durante los cuatro meses más secos. El período seco es tanto más severo cuanto es reducido el total anual. En la cuenca del lago Titicaca, según la subcuenca, 65 a 78% de la precipitación anual se acumula durante los cuatro meses de la estación seca. Los dos períodos intermedios corresponden a una precipitación de 18 a 29%. En el conjunto de la cuenca, estos valores respectivos son de 70% y 25%, ya que el período seco no acumula más que un 5%.

Tomando períodos plurianuales, la influencia del fenómeno de El Niño se traduce en una tendencia seca durante los episodios más acentuados (Molion, 1991, Roche et al., 1990).

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS PRECIPITACIONES

A partir de las regiones amazónicas del pie de monte de los Andes marcadamente bañados (6000 a 7000 mm año⁻¹), el cruce de la cordillera por 400 km conduce al desierto chileno y peruano, uno de los más extremos del mundo con menos de 1 mm año⁻¹ a lo largo de la costa del océano Pacífico. En Bolivia, las precipitaciones mínimas se sitúan al sudoeste del salar de Uyuni, con valores del orden de 100 mm año⁻¹ (Roche et al., 1990, Aquize, 1980). La carta de isoyetas muestra la distribución espacial de las precipitaciones medias interanuales del conjunto de la región hidrológica tomada en cuenta.

En la llanura adyacente a los Andes, los valores crecen desde 600 mm año⁻¹ en el sur hasta 2000 mm año⁻¹ al norte, según isoyetas en forma de canal en eje sobre los ríos Pilcomayo, Parapetí, Negro, Itenez y Mamoré. La lluvia aumenta así en dirección al Escudo Brasileño y los Andes. Un poco antes o sobre el primer relieve de los Andes se observan las máximas del país, con más de 6000 mm año⁻¹.

En la cordillera oriental se encuentran también zonas aisladas con lluvias inferiores a 500 mm año⁻¹, como en la región de Cochabamba. Es el caso general en el sur de la cadena donde se identifican mínimos de 300 mm año⁻¹. Las

precipitaciones son allí más elevadas en la parte situada al noroeste de Santa Cruz que en la que se extiende al sur, si bien se observan concentraciones de fuerte precipitación todavía en los primeros relieves de la cadena.

La vasta meseta del Altiplano recibe precipitaciones superiores a 500 mm año⁻¹ al norte de la latitud de La Paz. En la cuenca del lago Titicaca las isoyetas son globalmente concéntricas al lago, en el centro del cual se observan precipitaciones superiores a 1000 mm año⁻¹. Las lluvias tienden a disminuir a medida que aumenta la distancia del lago, hasta mínimas de 600 a 500 mm año⁻¹. Se incrementan nuevamente hacia las cumbres de la Cordillera Oriental donde los valores extremos pueden superar los 800 mm año⁻¹, así como hacia el oeste, donde sobre la cuenca alta del río Coata, en Perú, las máximas pueden sobrepasar los 1000 mm año⁻¹. En dirección al sur, las lluvias disminuyen desde el centro del lago hasta el salar de Uyuni donde la pluviometría se torna inferior a 200 mm año⁻¹.

Las cimas de la Cordillera Occidental corresponden a un ligero aumento de las precipitaciones hasta valores de 300 a 500 mm año⁻¹. Sobre la vertiente pacífica chilena la precipitación disminuye rápidamente, con valores inferiores a 1 mm año⁻¹ al borde del mar.

PRECIPITACIONES Y DINÁMICA DE LAS MASAS DE AIRE

La distribución de las lluvias se explica por la dinámica de las principales masas de aire activas en esta parte de América del Sur, y por el rol orográfico de los Andes, tanto a escala continental como a escala del valle (Roche et al., 1990).

Las masas de aire atlántico y amazónico

La cuenca amazónica es generalmente un centro de bajas presiones con respecto a los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico. La dinámica del conjunto está regulada esencialmente por la inclinación aparente del sol que determina la oscilación estacional de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y de los citados anticiclones (Roche, 1988).

Durante el invierno austral, la ZITC alcanza las Antillas y los anticiclones tropicales meridionales retornan a sus latitudes más septentrionales, vecinas a la cuenca amazónica de Bolivia. Es la estación seca, caracterizada por una mejor estabilidad del aire y una menor disponibilidad de vapor de agua.

Durante el verano austral, la ZITC oscila sobre la amazonia boliviana donde su notable inflexión hacia el sur extiende ampliamente las bajas presiones tropicales. Tiene lugar entonces la estación lluviosa, que determina finalmente la distribución espacial de las precipitaciones, teniendo en cuenta la importancia relativa de la lámina precipitada durante este período.

Los vientos alisios del sector noreste se desvían a lo largo de los Andes según la inflexión sud-sudeste de la cadena. Aportan sobre Bolivia lo esencial del vapor precipitable originario del Atlántico al norte del Ecuador, pero que se ha reciclado ampliamente a partir de la evapotranspiración de la selva y de las vastas zonas inundadas. Estas últimas, solamente en la llanura boliviana, cubren unos 100.000 km² al finalizar la estación lluviosa. Los alisios del sector sudeste contribuyen al aporte de humedad directamente desde el este y el sudeste. Los alisios del hemisferio norte, que barren todo el "Mar Amazónico" durante la estación lluviosa, tienen una incidencia pluviogénica mucho mayor que los alisios del hemisferio sur que ya han atravesado los relieves del borde atlántico. Por esta razón el sur de Bolivia es menos lluvioso que el norte.

En el norte del Altiplano, el aire húmedo rebasa periódicamente las cumbres de la Cordillera Oriental situadas entre 4500 m y más de 6400 m, principalmente en la estación lluviosa. Los alisios, sobre todo el del sector noreste, aportan de esta forma el agua al sistema hidrológico de los lagos Titicaca y Poopo, así como a los salares, si bien en inferior cantidad en la vertiente del Altiplano que en el flanco oriental amazónico.

La convección diurna de esta humedad, tanto en la planicie como en los Andes, es responsable de gran parte de las precipitaciones. Corresponde por lo tanto al reciclaje de vapor de agua transportado por los alisios (Villa Nova et al., 1976; Fränzel, 1979; Jordan y Heuveldop, 1981; Salati et al., 1984).

Las masas de aire polar

El sistema anteriormente descrito se ve perturbado con frecuencia por la intrusión, en la planicie adyacente a los Andes, de aire más frío y seco proveniente del sur (Surazo), con la formación de un frente frío por contacto con las masas de aire húmedo y generalmente más cálidas que ocupan la región. La progresión de las masas de aire frío ha sido explicada por Leroux (1987) según el mecanismo de anticiclones móviles poco espesos que se separan del anticiclón antártico y avanzan hasta las bajas latitudes apartando las restantes masas de aire oriental y amazónico. La distribución pluvial en la llanura, según una inflexión de isoyetas en canal y un fuerte incremento de los valores de sur (600 mm año⁻¹) a norte (2000 mm año⁻¹), denota la interferencia de las dos masas de aire. El aire seco proveniente del sur se ve canalizado por la depresión topográfica (500 a 150 m) situada entre los Andes y el Escudo Brasileño (1500 m). El descenso de las temperaturas que acompaña los frentes fríos puede alcanzar 10°C de un día para otro, y las caídas de las lluvias

de las lluvias son notables en las mayores intrusiones del invierno, más allá de los 10° de latitud sur en la planicie y el sur de los Andes bolivianos (Ronchail, 1989). Estas masas de aire frío atraviesan frecuentemente los Andes del sur de Chile, perdiendo su humedad, y siguiendo luego por el borde oriental de la cordillera.

Las oscilaciones de la ZITC y de los alisios asociados, y las perturbaciones del sistema por los frentes fríos provocados por la intrusión de aire polar, son los grandes mecanismos que interesan el sur de los Andes y toda la llanura oriental. Según Ronchail (1988), el Altiplano no sería afectado por estas masas de aire frío cuyo espesor es inferior a la altura de la meseta. Parece, de hecho, que el rebasamiento de los flujos alisios húmedos sobre las líneas de las crestas estaría determinado por su espesor. Este se debería a la importancia de las bajas presiones y a la convección producida en la llanura y en la vertiente oriental, así como por la elevación eventual por el aire meridional subyacente. En este caso, las intrusiones del sur juegan un papel con respecto a las precipitaciones sobre el Altiplano.

La masa de aire pacífico

En forma opuesta a las zonas precedentes, la vertiente occidental de los Andes está sujeta en estas latitudes a condiciones de estabilidad atmosférica cada vez más fuertes, desde la cresta que la separa del Altiplano hasta la costa. Estas condiciones son engendradas por la presencia permanente del anticiclón sudpacífico y por la corriente fría de Humboldt asociada al mismo. Si bien la humedad atmosférica en los primeros 1000 m es muy elevada, una permanente subsidencia del aire y una inversión en la estratificación térmica de la troposfera en los 1300 m, impiden el ascenso del aire húmedo y las precipitaciones. En invierno, una capa de estratocúmulos, poco espesa (200 a 300 m), se establece por encima de esta inversión, acompañada de neblinas durante la noche y temprano en la mañana. En invierno esta neblina desaparece frecuentemente al mediodía y se vuelve casi inexistente en verano. En esta vertiente las isoyetas siguen las curvas topográficas. Aunque se puede concebir, como se señala en Perú, una ascensión diurna del vapor del Pacífico a lo largo de las vertientes a causa del calentamiento del suelo, en el paisaje chileno no se ven efectos marcados de este fenómeno.

La barrera de la Cordillera Occidental constituye así el límite de la influencia atmosférica del sector atlántico. Sin embargo, el régimen de precipitaciones estivales por encima de la isoyeta 10 mm año⁻¹, sensiblemente por encima de los 1200 m, y con una pluviometría creciente hasta la cresta (200 a 500 mm año⁻¹) como alisios orientales sobre esta vertiente. Estos se ven afectados entonces por una subsidencia forzada que hace disminuir las lluvias rápidamente hacia el oeste. En la costa, las escasas lluvias observadas se producen generalmente en invierno. En el extremo sur de la zona considerada, más allá de los 22°S, la incursión accidental de los Westerlies en invierno puede ocasionar lluvias sobre la vertiente occidental de la cordillera, lo que es frecuente a partir de los 27°S.

INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA DE LOS ANDES

Los efectos del pie de monte de los Andes

Los factores orográficos juegan plenamente en la distribución espacial de las precipitaciones. La desviación de los alisios provenientes de la Amazonia a una dirección norte-noroeste por la barrera de los Andes orientales cuyas altas cumbres se escalonan de 4500 a 6400 m, presenta una amplitud regional. Las masas de aire húmedo, aprisionadas con frecuencia entre el aire meridional más seco y el macizo andino, barren longitudinalmente esta vertiente perdiendo su humedad. Se observan máximas de 5000 a 7000 mm año⁻¹ en el Chaparé al este de Cochabamba y en la cuenca del Madre de Dios en Perú, en altitudes bajas en relación a las de la cadena. En efecto, la primera máxima señalada se produce entre los 400 y 800 m de altura aunque no aparece ningún relieve marcado. El epicentro de la segunda se localiza a 620 m.

Debe señalarse que zonas de mayores precipitaciones, de 2000 a más de 4000 mm año⁻¹, ocurren todo a lo largo de los Andes, desde Colombia hasta Bolivia, con alturas muy bajas comprendidas entre 150 y 700 m. Estos sitios en Bolivia corresponden a la acentuación del gradiente de temperatura, negativo de la planicie hacia la montaña. Sin embargo, la variación es escasa, las isotermas (1,50 m del suelo) evolucionan de 23°C a 21°C en el epicentro. En el sur de Bolivia, la carta presenta igualmente zonas de precipitaciones máximas de 1500 a 2200 mm año⁻¹ en los primeros relieves orientales, a alturas de 400 a 900 m.

Se hace notar que las precipitaciones se producen en el límite de los Andes, en "bahías" de relieve con partes cóncavas hacia la llanura, mientras que las partes convexas reciben precipitaciones menores. La disposición cóncava podría favorecer la convección al abrigo del viento, o un torbellino local ciclónico.

Los efectos de fondo de valles

Algunas extremidades de los valles abiertos al viento de la llanura, en particular el nordeste de La Paz, reciben, a alturas muy superiores a las precedentes (3000 m), fuertes precipitaciones del orden de 2000 a 4000 mm año⁻¹. Se trata de un

m), fuertes precipitaciones del orden de 2000 a 4000 mm año⁻¹. Se trata de un fenómeno ligado también a la orografía. El perfil longitudinal de estos valles, que termina a menudo río arriba en verdaderos acantilados (ejemplo de un desnivel de 3500 m en 35 km), obliga a los flujos de las masas de aire a una rápida ascensión que provoca precipitaciones intensas.

Los efectos de pantalla de la Cordillera Oriental

A partir de las zonas de pie de monte, la pluviometría tiende generalmente a disminuir. El frecuente bloqueo del aire oriental por la cordillera pone al abrigo a vastas zonas al interior de los Andes, mientras que las nubes forman un techo al este por debajo de la línea de las crestas. El efecto de pantalla y de abrigo bajo el viento, asegurado por las más altas cumbres, se distingue muy particularmente. La masa de aire húmedo amazónico queda entonces frecuentemente bloqueada detrás de estos, mientras que ella sobrepasa a menudo las crestas menos elevadas del resto de la cuenca.

En la cuenca del lago Titicaca, la zona de Suhez, abrigada por la Cordillera de Apolobamba cuya altitud alcanza los 6000 m, resulta por ello escasamente bañada. Los mínimos de precipitación sobre la cuenca tienen lugar entonces al sudoeste del Illampu que es la cumbre más alta de la cordillera (Escoma: 507 mm año⁻¹, Belen: 452 mm año⁻¹).

Los efectos de las depresiones topográficas

Las depresiones topográficas provocan una subsidencia del aire oriental que llega lateralmente después de haber perdido una gran parte de su humedad sobre el flanco este del macizo. A medida que disminuye la altura, la presión y la temperatura del aire aumentan, permitiendo una disminución de la humedad relativa. Las precipitaciones disminuyen del mismo modo.

Es el caso del Altiplano pero también de toda la mitad sur de los Andes en Bolivia surcada de amplios valles y zonas deprimidas de origen tectónico. Estas zonas semiáridas (600 a 400 mm año⁻¹) se desarrollan aún más hacia el sur donde la humedad original del aire que alcanza los Andes es menor que en el norte y la influencia pacífica es más frecuente. Los valles de Cochabamba, del Río Grande y del Pilcomayo, del río La Paz y de Luribay son así netamente semiáridos.

Surge entonces que no puede existir en los Andes, salvo en forma muy localizada, una relación general entre la precipitación y la altitud. La heterogeneidad de las precipitaciones sobre la cordillera de los Andes vuelve pues inútil la búsqueda de correlaciones entre la altitud y el escurrimiento.

INFLUENCIA DE LAS EXTENSIONES DE AGUA Y DE SAL SOBRE LAS PRECIPITACIONES

La influencia de los grandes espejos de agua y las extensiones de sal resalta igualmente sobre la carta pluviométrica.

El lago Titicaca da origen a un fuerte incremento concéntrico de las lluvias, superiores a los 800 mm año⁻¹ en las orillas hasta más de 1000 mm año⁻¹ en la parte céntrica.

Los valores disminuyen de 1200 mm año⁻¹ en el centro a 700 mm año⁻¹ a unas decenas de kilómetros de sus orillas. Esta influencia se debe a la vasta superficie de aguas libres ligada a un volumen importante a causa de las grandes profundidades. La gran capacidad de absorción de las radiaciones solares lleva a temperaturas del agua netamente más elevadas (10 a 14°C) que las del aire sobre las tierras circundantes. La restitución térmica de las aguas es entonces progresiva, favoreciendo una evaporación más elevada que en las zonas periféricas así como la convección.

Al pasar sobre el lago, el aire se recalienta enriqueciéndose en vapor de agua. Sufre una ascensión, más fuerte durante la noche en que el contraste de temperatura se acentúa. Esta convección provoca precipitaciones de tipo tormentoso relativamente más fuertes sobre el lago que sobre el territorio.

El aire húmedo del Lago Mayor puede atravesar el istmo de Yunguyo-Copacabana o el estrecho de Tiquina, para pasar sobre el Lago Menor, provocando precipitaciones elevadas sobre la parte occidental de este último, tal como en el Desaguadero (797 mm año⁻¹) o Tiquina (1050 mm año⁻¹). A la inversa, en la parte sudeste del lago, los vientos del NE no barren el Lago Mayor en forma absoluta o suficiente. Estos son desviados parcialmente por el macizo del Illampu o sufren una subsidencia en su flanco oeste. Igualmente, las partes sudeste de los Lagos Mayor y Menor son relativamente secas.

El lago Poopo, de superficie más reducida (3600 km²) y fluctuante, no provoca más que un leve aumento de las lluvias (400 mm año⁻¹).

Con respecto a **los salares de Uyuni** (9100 km²) y **de Coipasa** (2000 km²), por el contrario, las vastas extensiones de sal corresponden a una disminución de la precipitación que no sobrepasa los 200 mm año⁻¹. La misma constatación se hace para el salar de Atacama en Chile (25 mm año⁻¹). Los balances de energía y de la evaporación de los lagos son muy diferentes que los de los salares. Contrariamente a los salares, el lago Titicaca permite la convección y el reciclaje

del vapor de agua.

PRECIPITACIÓN MEDIA SOBRE LAS CUENCAS

Los cuadros I a XXII, relativos al balance hídrico, mencionan la precipitación media interanual, en lámina, volumen y porcentaje, sobre las cuencas elementales y grupos de cuencas.

La cuenca amazónica

Sobre las cuencas andinas orientales que se extienden del Yacuma al Pirai, la precipitación media de 3000 mm año⁻¹ es la más elevada entre las de los grandes conjuntos tomados en consideración. Se constata un valor análogo para la cuenca andina del río Madre de Dios en Perú, con una lámina de 2941 mm año⁻¹. El contraste es grande con la cuenca andina del Río Grande, donde la lámina no es sino de 750 mm año⁻¹. La cuenca andina del río Beni representa una transición entre las cuencas precedentes, con una precipitación de 1750 mm año⁻¹. En lo que concierne al alto Madeira, la lámina de precipitación sobre los Andes en Bolivia se estima en 1583 mm año⁻¹.

La llanura de la cuenca del Beni recibe 1893 mm año⁻¹. La lámina es de 1821 mm año⁻¹ para la cuenca del Mamoré, y de 1512 mm año⁻¹ para el Itenez. El conjunto de la llanura y del Escudo Brasileño de estas tres cuencas recibe 1688 mm año⁻¹.

La lámina precipitada sobre las cuatro grandes cuencas que constituyen el alto Madeira es de 2715 mm año⁻¹ para el Madre de Dios, 1983 mm para el Beni, 1685 mm año⁻¹ para el Mamoré, y 1512 mm año⁻¹ para el Itenez.

Finalmente, la lámina precipitada sobre la cuenca del alto Madeira, en la confluencia del Beni y del Mamoré, es de 1804 mm año⁻¹, y de 1814 mm año⁻¹ en el límite de Bolivia, o sea un volumen de 1611 x 10⁹ m³.

La cuenca del río Parapeti-Izozog

La cuenca andina del río Parapeti recibe 920 mm año⁻¹ y la del Izozog 887 mm año⁻¹. La lámina de precipitación sobre el conjunto de esta cuenca es de 836 mm año⁻¹.

La cuenca del Río de la Plata

La cuenca del Pilcomayo recibe 478 mm año⁻¹ en los Andes y 700 mm año⁻¹ en la llanura, o sea un promedio de 506 mm año⁻¹ en el conjunto. La lámina precipitada sobre la cuenca del río Bermejo, en los Andes, es de 1070 mm año⁻¹. La de la cuenca del río Paraguay propiamente dicho, único situado en la llanura, es de 1084 mm año⁻¹.

El conjunto de la cuenca del Río de la Plata en Bolivia recibe 576 mm año⁻¹ sobre los Andes y 1052 mm año⁻¹ sobre la llanura. La lámina precipitada sobre la totalidad de la cuenca es de 854 mm año⁻¹, es decir un volumen de 200 x 10⁹ m³ año⁻¹.

La cuenca endorreica del Altiplano

Sobre las cuencas tributarias del lago Titicaca, la lámina precipitada es de 653 mm año⁻¹ y de 977 mm año⁻¹ sobre el lago mismo. La cuenca total del Titicaca recibe así una lámina promedio de 702 mm año⁻¹ o un volumen de precipitación de 40,2 x 10⁹ m³ de los cuales 8,49 x 10⁹ m³ en el lago mismo. Más al sur, se calcula la lámina precipitada en 414 mm año⁻¹ sobre la cuenca del Desaguadero, 370 mm año⁻¹ sobre la del lago Poopo, 298 mm año⁻¹ sobre la del salar de Coipasa, y 190 mm año⁻¹ sobre la del salar de Uyuni.

El conjunto de la cuenca endorreica del Altiplano recibe una lámina de 421 mm año⁻¹, o sea un volumen de 80,5 x 10⁹ m³.

Las precipitaciones sobre los Andes

La lámina de precipitación sobre el conjunto de los Andes bolivianos del Altiplano, del alto Madeira y de los ríos Parapeti, Pilcomayo y Bermejo, es de 874 mm año⁻¹ ó 401 x 10⁹ m³.

Las precipitaciones sobre la llanura oriental

Las precipitaciones sobre el conjunto de la región al este de los Andes, es decir en la llanura y el Escudo Brasileño de las cuencas del alto Madeira y del Río de la Plata, es de 1530 mm año⁻¹, o sea un volumen de lluvia de 1192 x 10⁹ m³. La llanura recibe así dos veces más precipitación que los Andes, pero el volumen recibido allí es tres veces superior.

Las precipitaciones sobre el conjunto de las cuencas

Sobre el conjunto de cuencas nacionales y binacionales de Bolivia, la precipitación media ha sido estimada en 1419 mm año⁻¹, es decir 1939 x 10⁹ m³. Las tres grandes cuencas de Bolivia muestran importantes diferencias en cuanto a su pluviosidad

media. La cuenca amazónica recibe 1814 mm año⁻¹ ó 1611 x 10⁹ m³, mientras que la del Río de la Plata no se beneficia más que de 854 mm año⁻¹ ó 200 x 10⁹ m³. El Altiplano, en la totalidad de su superficie endorreica, con 421 mm año⁻¹ ó 80 x 10⁹ m³, es aún menos favorecida que esta última. La cuenca del Parapeti recibe 892 mm año⁻¹ ó 47 x 10⁹ m³. Surge así que la cuenca amazónica tiene el doble de precipitación que la del Río de la Plata y cuatro veces más que la del Altiplano.

EVAPOTRANSPIRACION

Las fórmulas de evapotranspiración que han servido para trazar la carta de evapotranspiración emplean las temperaturas medias mensuales (Thornthwaite) y anuales (Turc). Este parámetro climático ha sido por tanto objeto de una atención particular.

TEMPERATURAS DEL AIRE

Variaciones estacionales de las temperaturas

La carta en curvas isotermas muestran los histogramas de temperaturas medias mensuales para las grandes estaciones climatológicas de la región.

Las temperaturas medias más bajas tienen lugar en julio, en pleno invierno, mientras que las más elevadas se sitúan de diciembre a marzo, centrándose frecuentemente en febrero. Las temperaturas medias mensuales tienen una distribución estacional similar a la de las precipitaciones, con eventualmente un mes de retraso para los valores extremos.

La temperatura máxima ocurre en octubre o noviembre cuando la nubosidad es menos intensa que en pleno verano cuando se produce la máxima precipitación. Por esta misma razón, se observa una máxima secundaria en marzo-abril. A la inversa, la temperatura mínima se centra en el invierno dado que se produce al fin de la noche y por lo tanto poco depende de la duración de las horas de sol.

Distribución espacial de las temperaturas

La carta en curvas de igual temperatura media interanual muestra la distribución espacial de los valores para el conjunto de la región.

Las mayores temperaturas medias anuales se sitúan al centro de los Llanos, con valores que sobrepasan ligeramente los 27°C. Valores igualmente elevados se encuentran en el sudeste de Bolivia. En esta llanura oriental, se observa una mínima del orden de 23°C en el flanco norte de la elevación del relieve que divide la llanura en dos. La escasa variación de la altura no parece explicar por sí sola la diferencia observada.

Al pie de la Cordillera Oriental de los Andes la temperatura es del orden de 20°C, y decrece con la altura hasta alcanzar 0°C hacia los 5100 m.

En el Altiplano, en las zonas de altitud inferior a 4000 m, las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 7 y 10°C. En los alrededores del lago, las mismas son superiores a los 8°C. Se observan temperaturas medias anuales igualmente cercanas a los 8°C en toda la mitad este del Altiplano y sobre el lago Poopo cuya influencia térmica es más reducida que la del lago Titicaca. Debe notarse también que las estaciones comprendidas entre 3900 y 4000 m en el extremo sur y norte de la región del lago Titicaca tienen temperaturas del orden de 7°C. El lago atempera el clima, sobre todo disminuyendo la amplitud, pero no parece ocasionar en su perímetro una elevación de la temperatura media anual mayor a 2°C. Las temperaturas medias decrecen desde el eje del Altiplano hasta las cimas de la cordillera occidental. Al pie de los conos volcánicos, la temperatura media puede alcanzar valores inferiores a 4°C.

El gradiente regional de las temperaturas medias anuales en función de la altitud, determinado con un total de 165 estaciones, es de 0,46°C por cada 100 m. La temperatura ficticia a altitud cero es de 26,8°C. Este gradiente varía según las grandes cuencas. Para el conjunto Madre de Dios y Beni, es de 0,50°C en 100m con un valor de origen de 27,5°C. En el conjunto Mamoré-Itenez, el gradiente es igualmente de 0,50°C en 100m, con un valor de origen de 26,1°C. En el conjunto Pilcomayo-Bermejo, estos valores son de 0,37°C en 100m y 25,1°C. En la cuenca del Altiplano, el gradiente térmico es de 0,76°C en 100 m. Sin embargo, para la zona comprendida entre 3800 y 4000 m, la relación entre temperatura y altitud muestra una gran dispersión debida a los efectos de exposición, de abrigo y de distancia del lago.

DISTRIBUCIÓN ESTACIONAL Y ESPACIAL DE LA ETR

Las curvas de variación estacional de la evapotranspiración según Thornthwaite indican un mínimo de ETP y de ETR en mayo, junio y julio, en pleno invierno que corresponde asimismo a la época de menor lluvia. Existe en ese momento falta de agua para satisfacer la evapotranspiración. El máximo de ETP se sitúa de octubre a marzo o abril, en el verano. Lo mismo ocurre con la ETR dado que existe en ese momento la mayor disponibilidad de agua de todo el año. El mes de mayo corresponde generalmente a una caída severa de la ETR.

La disponibilidad de agua constituye el factor principal de la ETR, por

supuesto con influencia de otros factores climáticos a ser tomados en cuenta por las fórmulas de evaluación, en particular por la fórmula de Penman. La distribución espacial y temporal de la ETR se encuentra por tanto influenciada netamente por la de las precipitaciones. La baja de la ETR corresponde a la disminución general de las lluvias y de las temperaturas.

La reserva de agua en el suelo contribuye a mantener una ETR elevada por un cierto tiempo después del período lluvioso. En las zonas de escasa pluviosidad, en las cuales las precipitaciones se detienen bruscamente, esta reserva se agota rápidamente. La caída de la ETR es entonces abrupta. Debe resaltarse que en el Altiplano los cultivos se realizan en verano, durante la época lluviosa, por razones de disponibilidad de agua pero sobre todo en razón de las heladas durante el invierno.

La carta en curvas de igual evapotranspiración real media interanual muestra la distribución espacial de estos valores en la región. Los mayores valores de ETR se sitúan en la llanura amazónica, al oeste del río Beni, donde la lluvia y las temperaturas son más elevadas. Allí los valores sobrepasan 1400 mm año^{-1} , con un máximo de 1460 mm año^{-1} sobre el río Beni. La ETR disminuye enseguida desde el pie de monte de los Andes hasta el extremo sudoeste del Altiplano donde los valores son inferiores a 100 mm año^{-1} .

VALORES DE ETR POR CUENCAS

Los cuadros I a XXII indican los valores de ETR media interanual, en lámina, volumen y porcentaje, por cuencas elementales y grupos de cuencas.

Cuenca amazónica

Beni

En los Andes, la ETR anual media de la cuenca del río Kaka en su confluencia con el río Alto Beni es de 777 mm año^{-1} , valor que representa el 49,0% de las precipitaciones. La del río Alto Beni en el mismo lugar es de 741 mm año^{-1} , o sea 53,5%. La ETR del conjunto de la cuenca andina, comprendidas las altas cuencas andinas del río Madidi, es de 845 mm año^{-1} , ó 49,6%. El río Beni mismo, en su salida de los Andes en la localidad de Angosto del Bala, tiene una ETR de 808 mm año^{-1} ó 50,0% de las precipitaciones.

En la llanura amazónica, la ETR de la cuenca del río Beni es estimada en 1465 mm año^{-1} ó 77,4% de las lluvias. En la confluencia con el río Madre de Dios, se alcanza en la cuenca total una ETR de 1092 mm año^{-1} , que representa 63,4% de las precipitaciones.

De igual forma, las cuencas del Madre de Dios presentan ETR comprendidas entre 760 mm año^{-1} y 1433 mm año^{-1} , estando las proporciones con respecto a las precipitaciones comprendidas entre 25,0% en las altas cuencas y 67,9% en la llanura. El promedio para el conjunto de la cuenca, en su confluencia con el río Beni, es de 1107 mm año^{-1} , ó 40,8%. Estos son por tanto valores de láminas análogos a los de la cuenca del río Beni, pero valores relativos más confiables teniendo en cuenta que las precipitaciones son más abundantes. El río Orthon en su conjunto tiene una ETR de 1370 mm año^{-1} .

Poco después de recibir al Madre de Dios, el río Beni total, en su confluencia con el río Mamoré a la altura de Villa Bella, tiene una ETR media de 1134 mm año^{-1} , es decir 51,4%, con valores comprendidos entre 41% y 77%, sobre las grandes subcuencas.

Mamoré

La cuenca del río Mamoré, en los Andes, tiene ETR muy diferente según las subcuencas que la componen. En la del Río Grande, semiárida, el valor es de 614 mm año^{-1} que representa el 81,9% de las precipitaciones, mientras que la de las cuencas orientales es de 1225 mm año^{-1} o sea solamente 40,9%. En el conjunto andino del Mamoré, la ETR media es de 814 mm año^{-1} .

La ETR del Mamoré en la llanura, hasta la confluencia con el Itenez, es de 1250 mm año^{-1} , ó sea 77,2%. El conjunto del Mamoré en este sitio tiene una ETR media de 1060 mm año^{-1} , ó 62,9%.

En la cuenca del Itenez, la ETR varía de 1187 mm año^{-1} a 1347 mm año^{-1} , o de 76 a 85%, con una media de 1227 mm año^{-1} , ó 81,2%, en la confluencia con el río Mamoré.

La ETR del sistema Mamoré-Itenez en su confluencia con el río Beni es de 1172 mm año^{-1} , es decir 73,2%, lo que forma con el sistema Beni-Madre de Dios un valor de 1160 mm año^{-1} , o sea 64,3% para el conjunto de las cuatro cuencas en la confluencia Beni-Mamoré.

Saliendo de Bolivia, el conjunto del alto Madeira, en Abuna, tiene una ETR media de 1170 mm año^{-1} , o sea 64,5%, lo que representa un volumen de $1039 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Cuenca del Parapeti-Izozog

La evapotranspiración real de la cuenca del Parapeti-Izozog es de 750 mm año^{-1} . Sin embargo, el trazado de las curvas sobre la carta de ETR no toma en cuenta

la superficie de agua libre que existe durante gran parte del año en los bañados de Izozog. Por analogía con los valores calculados según Penman para estaciones próximas a zonas igualmente inundadas durante parte del año, puede admitirse un valor de ETR del orden de 2000 mm año^{-1} para esta superficie de agua, lo que conduce a una ETR de 875 mm año^{-1} para el conjunto de la cuenca del Izozog. Las pérdidas subterráneas, en dirección a la cuenca del Plata situada al sur, deben también ser tenidas en cuenta en el balance hídrico.

Cuenca del Río de la Plata

En la cuenca de los ríos Bermejo y Grande de Tarija, la ETR varía de 447 mm año^{-1} a 931 mm año^{-1} , o de 55,5% a 77,5%, con una media de 714 mm año^{-1} , es decir 66,7% en la confluencia de ambos ríos.

El Pilcomayo en los Andes tiene una ETR de 411 mm año^{-1} , que representa 86,0%, con valores comprendidos entre 282 mm año^{-1} y 610 mm año^{-1} , ó 90,4% y 77,1%, según las cuencas. En la llanura, el valor es de 635 mm año^{-1} , ó 91,7%. Es probable que ya antes de la frontera existan pérdidas subterráneas fuera de la cuenca. La ETR del sistema Pilcomayo, en esta estación, es de 439 mm año^{-1} , un 86,8%.

El sistema Bermejo-Pilcomayo tiene una ETR de 480 mm año^{-1} , ó sea 81,4%.

La ETR en la cuenca oriental del Paraguay ha sido calculada en 801 mm año^{-1} , ó 73,9%.

El conjunto de la cuenca del Río de la Plata tiene entonces un valor global de 652 mm año^{-1} , o sea 76,3%, repartiéndose en 461 mm año^{-1} en los Andes y 788 mm año^{-1} en la llanura.

Cuenca Altiplánica

Las cuencas tributarias del lago Titicaca tienen una evapotranspiración de 470 mm año^{-1} , que representa 72,0% de las precipitaciones, mientras que el espejo de agua del lago evapora 1668 mm año^{-1} . Si no se tomara en cuenta las pérdidas por infiltración, estimadas en 191 mm año^{-1} , la evaporación alcanzaría 1860 mm año^{-1} . Tenido en cuenta las superficies respectivas de las zonas en cuestión, la cuenca total evapotranspira 652 mm año^{-1} , ó 92,9%, de las precipitaciones, y su complemento se evacúa superficialmente por el río Desaguadero, es decir 45 mm año^{-1} (cuadro XII), y por infiltración en las napas (Lozada, 1985).

Debe señalarse que en otra evaluación del balance de la cuenca del lago Titicaca, posterior a la precedente, Roche et al. (1991) calculan sobre un período más extenso (1968 a 1987) y más lluvioso, una evapotranspiración de 563 mm año^{-1} para las cuencas y una evaporación de 1628 mm año^{-1} para el lago. Según las cuencas, la evapotranspiración real varía entre 490 y 660 mm año^{-1} , ó sea una pérdida de 76,5%, constituyendo la pérdida más elevada de la cuenca. Para el lago mismo, la evaporación representa un volumen de $13,8 \times 10^9 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. Un margen de incertidumbre de $\pm 3\%$, afectado al valor de evaporación real del lago de 1628 mm año^{-1} , cubre la mayor parte de los cálculos efectuados tomando en cuenta los márgenes de incertidumbre de los restantes términos del balance. Esta evaporación representa el 91% de las pérdidas del lago. Para el conjunto de la cuenca del lago Titicaca, la evapotranspiración total es de 720 mm año^{-1} , o sea un volumen de $41,4 \times 10^9 \text{ m}^3$, constituyendo el 96,8% de las pérdidas.

Por otro lado, diferentes autores han realizado diversas tentativas de evaluación de la evaporación sobre el Altiplano empleando variados métodos. Entre ellos, Carmouze et al. (1983) evaluaron por medio de un balance hídrico las pérdidas globales en 1877 mm año^{-1} , y luego de haber estimado las infiltraciones supuestas en 159 mm año^{-1} por el balance de sodio disuelto, calculan una evaporación de 1718 mm año^{-1} . Por el balance térmico del lago, Carmouze et al. (1983) llegan igualmente a una evaporación de 1720 mm año^{-1} . A la inversa, Vacher et al. (1989) estiman la evapotranspiración potencial sobre el Altiplano por la fórmula de Penman luego de haber medido los términos del balance radiativo. Los dos últimos valores calculados son de 1300 mm año^{-1} en Belén y 1350 mm año^{-1} en Patacamaya (Vacher, comunicación personal). Estos valores son más bajos que los precedentes en razón de la débil radiación neta medida por estos últimos autores en el Altiplano. Mariaca (1985) presenta valores de ETP de 1860 mm año^{-1} y 1955 mm año^{-1} , obtenidos en tanque evaporímetro clase A, respectivamente en Desaguadero y Patacamaya. Estos valores se reducen a 1490 mm año^{-1} y 1565 mm año^{-1} por aplicación de un coeficiente de tanque evaporímetro de 0,8. En Belén, la evaporación es mínima en junio, con un valor de 110 mm año^{-1} . La máxima es en octubre con 154 mm año^{-1} . El total anual allí es de 1692 mm año^{-1} . En la Isla del Sol, en el mismo lago pero a una altura de 150 m sobre el nivel del agua, el valor anual es de 1606 mm año^{-1} . Luego de aplicar el coeficiente de tanque evaporímetro, estos dos últimos valores se transforman en 1355 mm año^{-1} y 1285 mm año^{-1} .

Del balance de la cuenca del lago Poopo surge una ETR sobre la cuenca de 315 mm año^{-1} , o sea 85,1% de las precipitaciones, y de 1473 mm año^{-1} sobre el lago, es decir sobre el conjunto, una ETR media de 440 mm año^{-1} ó 93,6% de la precipitación. Un complemento se evacúa en dirección al salar de Coipasa

durante los períodos de aguas más altas, y hacia las napas subterráneas al sur del lago. Ello permite que la sal no se acumule en el lago Poopo. Esta evacuación representa $55 \times 10^6 \text{ m}^3$, es decir sobre la superficie de la cuenca del Poopo menos de 10 mm año^{-1} de agua, la que puede evaporarse a partir del acuífero a poca profundidad, ya sea en esta cuenca o en las de Coipasa o Uyuni si las estructuras hidrogeológicas permiten la transferencia. Teniendo en cuenta el escaso valor empleado por esta razón, simplificaremos el balance suponiendo que estas aguas se evaporan en la propia cuenca, llevando a un total de 440 mm año^{-1} en lugar de 438 mm año^{-1} la lámina evaporada allí. La diferencia de estos dos valores no es significativa.

Sobre la cuenca del **salar de Coipasa**, la ETR es de 270 mm año^{-1} o sea 90,6% de las precipitaciones. Un máximo de 668 mm año^{-1} se evapora del salar de Coipasa, y 298 mm año^{-1} del conjunto de la cuenca.

La ETR de la cuenca del **salar de Uyuni** es de 152 mm año^{-1} , o sea 80,4% de las precipitaciones. Una ETR de 346 mm año^{-1} se produce a partir de la misma superficie del salar. La ETR media sobre la cuenca total de Uyuni es de 190 mm año^{-1} , correspondiente al total de las precipitaciones.

Sobre el resto de la **cuenca endorreica situada al sur del lago Titicaca**, un total de 304 mm año^{-1} es evaporado y evapotranspirado.

El conjunto de la **cuenca endorreica del Altiplano** posee una ETR de 408 mm año^{-1} . En el balance conviene tener en cuenta el almacenaje anual de agua acumulado en excedente en el lago Titicaca, es decir 4 mm año^{-1} repartidos en el conjunto de la cuenca. Dado que parece improbable que 9 mm año^{-1} se infiltren del lago Titicaca fuera del Altiplano, por lo menos 417 mm año^{-1} salen de la cuenca endorreica en forma de vapor.

Conjunto de la región

La ETR del conjunto de la región estudiada, reagrupando las cuencas del Altiplano, del alto Madeira y del alto Río de la Plata, se calcula en $1315 \times 10^9 \text{ m}^3$, es decir una lámina de 958 mm año^{-1} , que representa 67,8% de las precipitaciones. En los Andes de Bolivia, la ETR es de $264 \times 10^9 \text{ m}^3$, es decir 575 mm año^{-1} ó 65,8%. En la llanura y el Escudo Brasileño, sin la cuenca del Madre de Dios, la ETR es estimada en $760 \times 10^9 \text{ m}^3$, o una lámina de 1274 mm año^{-1} , que representa 75,5% de las precipitaciones.

ESCURRIMIENTO

FUNCIONAMIENTO Y RÉGIMENES HIDROLÓGICOS

Las aguas escurren en zonas de relieve (carta orográfica), litología, clima y vegetación muy variados. Sin embargo, como ha sido observado para el régimen de precipitaciones, los hidrogramas de las tres grandes cuencas muestran su pertenencia a un mismo régimen hidrológico. Es en efecto la distribución anual de las lluvias, caracterizada por la alternancia de una estación lluviosa con una seca, lo que determina los caudales máximos de diciembre a abril, y los mínimos de junio a octubre.

Amazonia

En los Andes y su pie de monte, los hidrogramas dentados se unen aguas abajo para dar origen a la gran crecida anual de tipo tropical. Esta es precedida o seguida de pequeñas crecidas bien diferenciadas. La crecida anual mejora su definición a medida que se avanza río abajo en los grandes ejes de drenaje. Está mejor regulada y aplanada en los ríos Mamoré e Itenez, esencialmente a causa de una red hidrográfica más amplia y de la extensión de las vastas llanuras laterales de inundación. Estas condiciones físicas explican el retraso de las crecidas de los ríos Mamoré e Itenez con respecto a las de los ríos Beni y Madre de Dios. Este desfase de propagación puede ser de dos meses (Roche y Fernández-Jáuregui, 1988).

Las inundaciones, de una extensión considerable, cubren superficies del orden de los 100.000 a 150.000 km^2 . En el Beni, se producen principalmente después de la confluencia de los ríos Chaparé, Ichilo y Grande, y en la mitad oeste de la cuenca del Itenez.

El funcionamiento de los escurrimientos y de las inundaciones en la llanura oriental está determinado por la solera del río que constituye el afloramiento del Escudo Brasileño a partir de Guayaramerin y Cachuela Esperanza. El relleno detrítico de la llanura, igualmente provocado por este fondo, es el origen de las suaves pendientes.

Durante el período de inundación, parecería que las aguas blanquecinas y turbias de los tributarios río arriba son suficientes para rellenar el lecho mayor de los grandes ejes de escurrimiento que no permiten una descarga de las aguas

de los afluentes río arriba y de la lluvia de la llanura lateral. Las inundaciones de la llanura provocadas por la lluvia local son transparentes y negro-rojizas. La mezcla de las aguas blanquecinas y las negro-rojizas se produce progresivamente, pero la diferencia de color permite distinguir fondos laterales en la llanura próxima a los ríos. En el río Itenez, que no desciende de las altas montañas y también drena vastas llanuras, escurre aguas claras. Estas crecidas ocurren de enero a mayo-junio, siendo más tardío el descenso de las aguas río abajo de la cuenca.

Río de la Plata

Las cabezas de las cuencas andinas de la parte semiárida del Pilcomayo y del Bermejo escurren poca agua en la estación seca, cuando la mayor parte de sus cursos de agua están secos. Solamente los cursos de agua mayores tienen flujo continuo durante todo el año. Las zonas de mayor lluviosidad situadas al este y al sur de la cuenca contribuyen a la alimentación perenne de los ríos. En estas grandes cuencas de tipo semiárido dominante, los volúmenes anuales escurridos se realizan esencialmente durante las grandes crecidas, con efectos devastadores para las zonas río abajo (Ortega, 1973).

Altiplano

El nivel del lago Titicaca, además de una fluctuación anual, sufre variaciones de nivel en la escala plurianual (Ponanski, 1911; Davila, 1957; Gilson, 1964; Kessler y Monheim, 1967; Monheim, 1974; Richerson et al., 1977, 1986; La Puente, 1982).

El lago Titicaca se alimenta por los aportes de los cursos de agua de su contorno y por las lluvias caídas directamente en su superficie. Las pérdidas del lago son causadas por la evaporación y el escurrimiento superficial que sale por el Desaguadero. Algunos autores (Carmouze et al., 1983, Lozada, 1985) conciben una infiltración de aguas por el fondo del lago, la cual contribuiría a la evacuación de sales disueltas, complementando la evacuación superficial por el río Desaguadero y la sedimentación físico-química y bioquímica en el propio lago. Sin embargo, en las orillas, las napas freáticas se vierten en el lago (Guyot et al., 1990).

Las variaciones plurianuales de las precipitaciones sobre la cuenca y la evaporación determinan así las del nivel de agua. Las pérdidas también están reguladas por los fondos topográficos establecidos entre la naciente del río Desaguadero y el extremo aguas abajo de la laguna Lucuchala que forma este río hasta unos 30 km del lago. A la salida del lago, su sección es un suelo cuyo fondo se sitúa en los 3803 m de altura. No constituye sin embargo la solera del río y su escurrimiento. Las aguas vertidas por el lago toman el curso del Desaguadero que drena igualmente hacia el sur otras cuencas hidrográficas del Altiplano. El sistema hidráulico de fondo y de planos de agua que controla la salida de las aguas del lago parece entonces complejo, especialmente en períodos de bajos niveles.

Si los aportes pluviales y fluviales hacen que el nivel de la laguna se eleve más rápidamente que el del lago, puede producirse un escurrimiento en las dos extremidades de la laguna, por una parte aguas abajo del Desaguadero y de la otra hacia el lago. Esta alimentación del lago se prolonga hasta que el nivel del mismo permite el equilibrio hidráulico. La corriente se invierte entonces y el Desaguadero retoma su curso normal. Conviene subrayar que esta inversión de corriente es un fenómeno raro y breve que sólo involucra volúmenes de agua relativamente pequeños comparados con la resultante.

VALORES DE CAUDALES POR CUENCA

Los caudales medios interanuales se indican en los cuadros I a XXII. Los valores se expresan en láminas, volumen, caudal, caudal específico y porcentaje con respecto al caudal de los grandes conjuntos. También se presenta el coeficiente de escurrimiento (caudal / precipitación). Las cartas de coeficiente de escurrimiento y de caudal específico indican los rangos de estos valores por cuenca.

La cuenca amazónica

El volumen interanual que transporta el río Madeira, formado por la confluencia del Mamoré y del Beni, ha sido calculado en $536 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea un módulo de $17.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, de los que 53,2% están asegurados por el río Beni y 47,7% por el río Mamoré. Este caudal es netamente superior al del más poderoso río europeo, el Volga ($252 \times 10^9 \text{ m}^3$) (Gac, 1980), el cual es análogo al del Mamoré ($256 \times 10^9 \text{ m}^3$) e inferior al del Beni ($280 \times 10^9 \text{ m}^3$). Desde su naciente, el río Madeira ya se sitúa entre los más grandes ríos del mundo, recibiendo un caudal superior al del Ob ($390 \times 10^9 \text{ m}^3$) y del Ganges ($488 \times 10^9 \text{ m}^3$). Se aproxima al del Lena ($514 \times 10^9 \text{ m}^3$), del Yenisei ($542 \times 10^9 \text{ m}^3$), del Mekong ($577 \times 10^9 \text{ m}^3$), del Misisipí-Missouri ($580 \times 10^9 \text{ m}^3$) y del Bramaputra ($608 \times 10^9 \text{ m}^3$). Solamente le son netamente superiores los caudales del Orinoco ($946 \times 10^9 \text{ m}^3$), del Plata ($725 \times 10^9 \text{ m}^3$), del Yang Tse Kiang ($1104 \times 10^9 \text{ m}^3$) y del Congo ($1200 \times 10^9 \text{ m}^3$).

La contribución del alto Madeira al caudal del Amazonas ($175.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $200.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, según Nordin y Meade, 1985; Richey et al., 1986, 1989; Jacon, 1987) se calcula entonces en 10,4% para una superficie relativa de 12,7%.

La cuenca andina del río Beni exporta la mayor cantidad ($72 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea 13%), seguido por las cuencas andinas orientales ($51 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea 10%), aunque su caudal específico ($56 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$) sea superior al del Beni ($31 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$). La cuenca del Río Grande, con régimen semiárido en la mayor parte de su superficie, con $8,2 \times 10^9 \text{ m}^3$, aporta solamente 1,5% de las aguas del Madeira.

Los cuatro grandes formadores participan en forma diferente en la alimentación del Madeira: los caudales son asegurados en un 19% por el Beni con $103 \times 10^9 \text{ m}^3$, 29% por el Madre de Dios con $155 \times 10^9 \text{ m}^3$, 24% por el Mamoré con $159 \times 10^9 \text{ m}^3$, y 7% por el Itenez con $64 \times 10^9 \text{ m}^3$. El 20% complementario, es decir $55 \times 10^9 \text{ m}^3$, corresponden a las cuencas situadas entre la confluencia de estos ríos y el caudal del río Madeira. En su confluencia, el Beni y el Mamoré aseguran respectivamente una exportación hídrica de $280 \times 10^9 \text{ m}^3$ y $256 \times 10^9 \text{ m}^3$.

En su confluencia, el Beni y el Mamoré tienen cada uno un caudal superior al del Níger ($195 \times 10^9 \text{ m}^3$) y al del Zambezi ($131 \times 10^9 \text{ m}^3$), que son el segundo y tercer ríos de África. El Itenez presenta un caudal anual comprendido entre el del Chari ($50 \times 10^9 \text{ m}^3$, en período normal) (Roche, 1973) y el del Nilo ($89 \times 10^9 \text{ m}^3$). En su confluencia con el Itenez, el Mamoré tiene un caudal del mismo orden de magnitud que el Níger, el Danubio ($198 \times 10^9 \text{ m}^3$) o el Zambezi.

En el conjunto de la cuenca constituida por el Beni en su confluencia con el Madre de Dios y por el Mamoré en su confluencia con el Itenez, la contribución de la llanura se calcula en $131 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea 24,5% del aporte al Madeira. Los Andes y la llanura de este conjunto participan por partes iguales en los volúmenes hídricos que desembocan en el río Madeira, no obstante que las subcuencas tengan comportamientos diferentes.

El aporte de los Andes de Bolivia a la alimentación del río Madeira puede individualizarse. Representa $123 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea un módulo de $3893 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, constituyendo 21,4% del caudal total del río Madeira en su formación. A este valor debe agregarse el aporte de los Andes peruanos correspondientes a la cuenca del alto Madre de Dios, el cual no pudo ser separado del aporte global medido en este río en la proximidad de su confluencia con el Beni.

El Beni, el Río Grande y los otros afluentes del Mamoré proporcionan, en su parte andina, respectivamente 14%, 1,5% y 10% del aporte al río Madeira.

Los coeficientes de escurrimiento presentan valores muy variados según la situación de las cuencas en los Andes o la llanura, según la severidad del relieve, los tipos de aspectos geológicos, la cobertura pedológica y vegetal, pero también otras condiciones climatológicas y especialmente pluviométricas. Los valores se escalonan de 30 a 71% en la cuenca andina del Beni. El coeficiente de escurrimiento del conjunto del Beni andino es de 51% mientras que el de la cuenca del Madre de Dios algo más abajo del límite de los Andes, en Puerto Maldonado, se calcula en 62%. En la cuenca andina del Mamoré, los valores son aún más contrastados, con 18% para la cuenca andina del Río Grande y 59% para las cuencas orientales.

En la llanura, los coeficientes son de 23% para el Beni y 32% para el Madre de Dios. Los coeficientes de escurrimiento en la llanura se calculan en 33% para la cuenca del Mamoré y solamente de 19% para la del Itenez que incluye de todos modos igualmente relieves marcados. Los coeficientes de escurrimiento son así de 48,6% para el sistema Beni y de 26,8% para el del Mamoré.

En su salida de Bolivia, el río Madeira tiene un coeficiente de escurrimiento de 33,9%.

Los caudales específicos varían considerablemente en los Andes, de 10 a $55 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el Beni, con un valor de $27,3 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el conjunto de la cuenca montañosa. El caudal específico del Madre de Dios en Puerto Maldonado es de $62 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, o sea más del doble del Beni. Esta diferencia se debe a las fuertes pluviometrías observadas en los bajos Andes peruanos.

En la cuenca andina del Mamoré, el reducido caudal específico de la cuenca del río Grande, con $4,3 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ se contrapone al de $56 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ calculado para las cuencas orientales.

Los caudales específicos en la llanura son de $13,5 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el Beni y de $21,0 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el Madre de Dios.

En la llanura del Mamoré, el caudal específico es de $19,3 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, mientras que en la cuenca del Itenez el valor no es más que $9 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. Los caudales específicos son así de $34,0 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el sistema del Beni y de $13,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el del Mamoré. Se ha estimado un caudal específico de $20,4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el conjunto de la cuenca del alto Madeira.

Cuenca del río Parapeti-Izozog

La parte andina de la cuenca aporta a la llanura $2,40 \times 10^9 \text{ m}^3$, correspondiente a un coeficiente de escurrimiento de 34,7% y a un caudal específico de $10,1 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. Sin embargo, el balance hídrico parece proporcionar valores de caudales demasiado altos en la salida de la cuenca. Esto confirmaría la existencia de pérdidas de agua por infiltración y escurrimiento subterráneo bajo el Chaco en dirección al Paraguay. Hemos optado por un módulo de $12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en dirección al río San

Miguel, lo que nos deja un módulo subterráneo de $81 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en dirección al Paraguay, repartido sobre un frente de varias decenas de kilómetros y una importante espesor de sedimentos (cuadro XXII).

Cuenca del Río de la Plata

La cuenca del río Pilcomayo en los Andes produce un escurrimiento de $5,45 \times 10^9 \text{ m}^3$ ($6,60 \times 10^9 \text{ m}^3$ medidos) mientras que la cuenca de la llanura de superficie restringida no produce más que $0,76 \times 10^9 \text{ m}^3$. Son entonces $6,21 \times 10^9 \text{ m}^3$ ($7,01 \times 10^9 \text{ m}^3$ medidos) que salen de Bolivia por el río Pilcomayo.

El Río Grande de Tarija en su confluencia con el río Bermejo aporta $3,27 \times 10^9 \text{ m}^3$. El río Bermejo en el mismo lugar aporta $2,45 \times 10^9 \text{ m}^3$. Deduciendo 90% del valor de la cuenca que se sitúa en Argentina (BG19 en el mapa de caudales específicos), el aporte boliviano del Bermejo no es más que de $0,84 \times 10^9 \text{ m}^3$. Los Andes bolivianos exportan así por el conjunto del Bermejo hacia la Argentina $4,11 \times 10^9 \text{ m}^3$, mientras que un total de $5,72 \times 10^9 \text{ m}^3$ sale del país.

El aporte de los Andes bolivianos a la cuenca del Río de la Plata, sumado al aporte andino del Pilcomayo, puede calcularse en $9,56 \times 10^9 \text{ m}^3$. El sistema total boliviano aporta entonces $10,32 \times 10^9 \text{ m}^3$ sobre $11,92 \times 10^9 \text{ m}^3$ exportados a la salida de Bolivia.

En lo que se refiere a la parte boliviana de la cuenca del río Paraguay situada al este de la del Pilcomayo, resulta un volumen de $35,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ de la diferencia entre lluvia y evaporación. Se admite que este volumen se reparte en un escurrimiento de $12 \times 10^9 \text{ m}^3$ y una infiltración de $23,5 \times 10^9 \text{ m}^3$.

De acuerdo con los cálculos realizados para el río Paraguay y sus dos afluentes, los ríos Pilcomayo y Bermejo, la cuenca del Río de la Plata, en su salida de Bolivia evacúa $23,9 \times 10^9 \text{ m}^3$, de los cuales $22,3 \times 10^9 \text{ m}^3$ se producen en Bolivia.

Los Andes del alto Paraguay, con un coeficiente de escurrimiento de 19,9%, aportan $3,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. El coeficiente de escurrimiento alcanza sin embargo 33% en la cuenca del Bermejo. El coeficiente de escurrimiento superficial de la cuenca total del Río de la Plata en Bolivia escurre 12% de las lluvias, y el caudal específico es de $3,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, del cual una parte complementaria importante es evacuada en forma subterránea.

Cuenca endorreica del Altiplano

Los volúmenes aportados al lago Titicaca por sus tributarios varían de $2,85 \times 10^9 \text{ m}^3$ para el Ramis a $0,255 \times 10^9 \text{ m}^3$ para el Suhez, para no citar más que las cuencas de superficie importante. El aporte del total de los tributarios es de $8,86 \times 10^9 \text{ m}^3$.

Los caudales específicos de las cuencas tributarias del lago Titicaca están comprendidos entre $2,4$ y $9,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, con un valor global de $5,8 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ para el total de la cuenca. En las cuencas situadas al sur del Titicaca, los valores son de solamente 1,8 a $1,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ según las cuencas. El valor global para toda la superficie endorreica del Altiplano es de $2,6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.

Los coeficientes de escurrimiento varían de 16 a 41% en las cuencas del lago Titicaca, con una media de 27,9%. Disminuyen hacia el sur, con un valor de 12% para la cuenca del río Desaguadero, 15% para la cuenca del lago Poopo, 20% para el salar de Coipasa, y 20% para el de Uyuni. Al sur del lago Titicaca, el valor global es entonces de 15,9%. Para el total de la cuenca cerrada, el valor es de 20,2%.

Se llevó a cabo ulteriormente otro cálculo para la cuenca del lago Titicaca, abarcando el período 1968-1987, utilizando un método informatizado. Luego de la homogeneización de los datos por el método VECSPAT, los caudales desconocidos fueron calculados automáticamente a partir de los del grupo de cuencas peruanas observadas (63,5% de la superficie), tomando en cuenta las relaciones de superficies, precipitaciones y coeficientes de escurrimiento anual elegidos. Los valores obtenidos con un coeficiente de escurrimiento promedio de 22% para las cuencas no observadas, han sido retenidos. Surge que los aportes anuales medios son de $8,51 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea $270 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, valor cercano al cálculo precedente. Este aporte fluvial, trasladado a la superficie del lago equivale a una lámina de agua de 1002 mm año^{-1} .

En el total de las cuencas peruanas observadas, el coeficiente medio de escurrimiento es de 25,2%, con un máximo de 38,3% para el río Coata, y un mínimo de 19,6% para el río Zapatilla. Según los cálculos precedentes, el coeficiente medio de escurrimiento del conjunto de la cuenca del lago es de 23,6%.

Los caudales específicos se reparten en dos zonas: (Roche et al., 1991)

- El norte y el oeste donde los caudales específicos medios se aproximan a los $5,5 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$, con excepción del Coata que presenta un caudal específico de $10 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.
- El sur y el este, que recubren principalmente el territorio boliviano, donde los caudales específicos son del orden de 3 a $4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$ con excepción del Sehuencas que alcanza $6 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.

Los aportes menores provienen de zonas menos lluviosas, situadas en la franja

oriental, y de las cuencas situadas en el Altiplano donde los escasos relieves no favorecen el escurrimiento en beneficio de la evapotranspiración. En las zonas de fuerte pluviosidad y de relieve acentuado, los caudales específicos son del orden de $15 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. Sin embargo, en las cuencas de altitud igualmente elevada como la cuenca del Suhez ($3,7 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$), estos caudales pueden ser relativamente bajos en razón de las escasas precipitaciones y de la fuerte retención de aguas por los terrenos fluvio-moránicos que favorece la evapotranspiración. La influencia del relieve, tanto por la pendiente que crea, como por las precipitaciones que favorece, se manifiesta sobre el escurrimiento, lo cual explica que el caudal específico del río Sehuencas que desciende directamente de la cordillera para echarse al lago, sea más elevado que el del río Keka que se pierde en parte en la llanura.

A pesar del relieve, los caudales máximos diarios no son muy elevados, y se sitúan para el año promedio entre 20 y $60 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. La repartición espacial de estos caudales es idéntica a la de los módulos.

El módulo del Desaguadero, que funciona como salida, se calcula en $30,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para el período 1968-1987, según los datos no procesados. El módulo obtenido en base a la correlación con los niveles del lago es de $48,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Los caudales fueron igualmente estimados en base a los medidos en Calacoto, situado 150 km río abajo, deducido el cálculo de los aportes de la cuenca intermedia. El módulo es de $37,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para este mismo período (Roche et al., 1991).

En todo el período observado se constata que los excedentes anuales del lago aumentan por ciclos sucesivos, hasta el módulo máximo de $169 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1986. El máximo caudal diario observado, de $250 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, ocurre en abril de dicho año. El módulo es muy variable ya que algunos años es casi nulo, si no es "negativo" cuando el escurrimiento ocurre en sentido inverso (1971-1973), mientras que en otros años puede sobrepasar los $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1986-1987) en período de altos niveles del lago. La media no tiene entonces más que un significado relativo dado que si retiramos de esta serie los cuatro años más fuertes, de 1985 a 1988, su valor se reduce a $19,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. (Roche et al., 1991).

Los aportes hídricos de los Andes

Los volúmenes exportados de los Andes bolivianos por el río Madeira en dirección al Atlántico son calculados en $122,8 \times 10^9 \text{ m}^3$.

El Parapeti andino aporta $2,4 \times 10^9 \text{ m}^3$ hacia la llanura. La cuenca andina del Río de la Plata exporta $11,2 \times 10^9 \text{ m}^3$.

El volumen total de escurrimiento de la cordillera oriental de los Andes en dirección a la llanura es de $136 \times 10^9 \text{ m}^3$, repartiéndose en $90,1\%$ para el Madeira, $1,8\%$ para el Parapeti, y $8,1\%$ para el Río de la Plata.

En la cuenca endorreica del Altiplano, los escurrimientos totales hacia los dos grandes lagos y hacia los dos grandes salares se calculan en $14,8 \times 10^9 \text{ m}^3$. Estas aguas se evaporan en las depresiones, y el balance general es deficitario.

Volúmenes que salen de las fronteras bolivianas

Los volúmenes de agua que salen de las fronteras bolivianas alcanzan a $596,4 \times 10^9 \text{ m}^3$. Se reparten en $572,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ por el río Madeira, y $23,9 \times 10^9 \text{ m}^3$ por el río Paraguay y sus afluentes (sin la parte brasileña) en dirección al Río de la Plata.

NIVELES Y VOLÚMENES DEL LAGO TITICACA

La fluctuación anual del nivel del lago Titicaca (Roche et al., 1991) está determinada por el juego de aportes y de pérdidas de agua. El máximo anual de altura, que generalmente ocurre en el mes de abril, corresponde al máximo de acumulación de aguas a fin del período de lluvias y del elevado aporte de los tributarios. El mínimo ocurre generalmente en diciembre, justo antes de las lluvias más intensas del año.

En el período 1914-1989, la amplitud interanual de variación del nivel fue de $6,37 \text{ m}$, con un mínimo minimorum de $-3,72 \text{ m}$ en diciembre 1943 y un máximo maximorum de $+2,65 \text{ m}$ en abril 1986. La altitud del cero de la escala limnográfica es de $3809,93 \text{ m}$.

En la escala mensual, las diferencias de nivel entre el primer día del mes y el primer día del mes siguiente son, en general, máximas en febrero, con un valor promedio de $0,26 \text{ m}$. Estas corresponden a la fuerte crecida de las aguas provocada por el máximo de aportes globales de las lluvias y de los tributarios. Las diferencias mensuales mínimas de nivel tienen lugar generalmente en diciembre y abril, correspondiendo a los niveles mínimo y máximo anuales. La crecida es más acentuada que la bajada de las aguas en razón del aporte que se concentra esencialmente en 5 meses mientras que las pérdidas por evaporación se reparten más regularmente a lo largo del año.

Boulangé y Aquize (1981) calculan el volumen del lago en $895,9 \times 10^9 \text{ m}^3$ para el período 1964-1979 durante el cual el nivel promedio de las aguas ha sido

inferior en $0,46 \text{ m}$ al del período 1968-1987. El aumento correspondiente es de $3,89 \times 10^9 \text{ m}^3$. Entonces se retiene para este último período, un volumen del lago de $900 \times 10^9 \text{ m}^3$. Teniendo en cuenta los aportes medios, el coeficiente de renovación del agua es de $1,79\%$, o sea un tiempo de residencia medio de $55,8$ años. Los volúmenes del Lago Mayor, de $887,5 \times 10^9 \text{ m}^3$, y del Lago Menor, de $12,5 \times 10^9 \text{ m}^3$, son muy desiguales.

CONCLUSION

La heterogeneidad de las precipitaciones que recibe Bolivia se debe a la confluencia en esta región de grandes masas de aire cuya dinámica regula los intercambios atmosféricos meridianos y latitudinales del hemisferio sur. Sin embargo las variaciones espaciales se ven aún más acentuadas por los efectos del relieve y de las vastas extensiones de agua y de sal constituidas por el lago Titicaca y los salares. Los Andes, por su orografía excepcional, contribuyen a provocar precipitaciones extremas, ya sea máximas como mínimas, según las zonas. No existe relación general entre las precipitaciones y la altura. La cadena montañosa pone fin a la influencia pluviogénica de las masas de aire tropical húmedo de origen atlántico y amazónico.

Esta heterogeneidad en la distribución de la alimentación hídrica da origen a balances hídricos muy variados.

La cuenca del alto Madeira en Abuna, de una superficie de 888.000 km^2 , recibe una lámina de precipitación de 1814 mm año^{-1} , correspondiente a un volumen de $1611 \times 10^9 \text{ m}^3$. Con una evapotranspiración de 1170 mm año^{-1} , o sea $64,5\%$ de las precipitaciones, escurre una lámina de agua de 645 mm año^{-1} o un volumen de $572 \times 10^9 \text{ m}^3$, equivalente a un coeficiente de escurrimiento de $35,5\%$. El módulo es de $18.150 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el caudal específico de $20,4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.

En esta misma cuenca amazónica, los Andes bolivianos reciben una lámina de precipitación de 1583 mm año^{-1} de los cuales 828 mm año^{-1} , o sea $52,3\%$, son evapotranspirados. Con un coeficiente de escurrimiento de $47,7\%$, escurre una lámina de 755 mm año^{-1} o un volumen de $572 \times 10^9 \text{ m}^3$, equivalente a un caudal de $3895 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y a un caudal específico de $24 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. La contribución de esta zona montañosa al caudal del alto Madeira es de $21,4\%$.

En la llanura amazónica y el Escudo Brasileño, sin contar la cuenca del Madre de Dios, una lámina de lluvia de 1688 mm año^{-1} se reparte en una evapotranspiración de 1274 mm año^{-1} , o sea $75,5\%$ y un escurrimiento de 414 mm año^{-1} , correspondiente a un coeficiente de escurrimiento de $24,5\%$.

La contribución del alto Madeira al caudal del Amazonas se calcula en $10,4\%$ para una superficie relativa de $12,7\%$.

La cuenca del río Paraguay estudiada en Bolivia, de una superficie de 235.000 km^2 , recibe una lámina de precipitación de 854 mm año^{-1} o un volumen de $220,4 \times 10^9 \text{ m}^3$. La evaporación se calcula en 652 mm año^{-1} , representando $76,3\%$ de las precipitaciones. La infiltración correspondiente a la alimentación de las napas subterráneas que se escurren hacia el Paraguay, es estimada aproximadamente en 100 mm año^{-1} . Se escurriría, entonces, a partir de Bolivia, una lámina superficial de 102 mm año^{-1} , que representa un volumen de $23,9 \times 10^9 \text{ m}^3$, con un coeficiente de escurrimiento de $11,9\%$ y un caudal específico de $3,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.

La cuenca endorreica del Altiplano, de una superficie de 191.000 km^2 , recibe una lámina de precipitación de 421 mm año^{-1} , equivalente a $80,5 \times 10^9 \text{ m}^3$. El endorreísmo de la cuenca y una evapotranspiración potencial superior a la precipitación implican que al final las aguas se evaporan totalmente, como lo atestiguan los vastos depósitos de sal en las zonas inferiores de la cuenca. Durante el período de observación se produjo una variación del volumen del lago Titicaca con una acumulación de agua de $0,80 \times 10^9 \text{ m}^3$.

El lago Titicaca, con un plano de agua de 8693 km^2 , recibe una lámina de 1019 mm año^{-1} de los tributarios para los cuales el coeficiente de escurrimiento es de $27,9\%$ y el caudal específico de $5,8 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$. Su alimentación se completa con 977 mm año^{-1} de precipitación sobre su propia superficie. Las pérdidas superficiales por escurrimiento superficial en el río Desaguadero se elevan a 45 mm año^{-1} . La evaporación es de 1668 mm , el almacenaje de 92 mm año^{-1} y la infiltración de 191 mm año^{-1} . Ciertos autores ponen en duda la realidad de las pérdidas importantes por infiltración, por lo que este último valor vendría a sumarse al de la evaporación.

Los Andes bolivianos en su totalidad reciben una lámina de precipitación de 874 mm año^{-1} . La evapotranspiración allí es de 575 mm año^{-1} , o sea $65,8\%$ de las precipitaciones. Esta región de montaña escurre en dirección al Atlántico una lámina de 297 mm año^{-1} correspondiente a un volumen de $136,3 \times 10^9 \text{ m}^3$, o sea un coeficiente de escurrimiento de $29,7\%$, un caudal de $4320 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y un caudal específico de $9,4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^2$.

El conjunto regional de las cuencas estudiadas, de una superficie de $1.366.400 \text{ km}^2$, recibe una lámina de 1419 mm año^{-1} de precipitación, de los cuales 958 mm año^{-1} , ó $67,8\%$ son evapotranspirados. Escurre una lámina de 436 mm año^{-1} , ó $596,4$

$m^3 s^{-1}$, correspondiente a un coeficiente de escurrimiento de 30,8% y a un caudal específico de $13,8 l s^{-1} km^2$.

En el conjunto de los resultados, retenemos los siguientes valores de evapotranspiración real: 64,5% para el alto Madeira, con un valor de 52,3% para la parte andina boliviana y 75,5% para la llanura y el Escudo Brasileño de las cuencas del Mamoré, Beni e Itenez. Estos valores son de 76,3% para el Paraguay, y 72,1% para la cuenca tributaria del lago Titicaca, y 79% para el conjunto del Altiplano si consideramos únicamente las cuencas tributarias de los lagos y salares.

En el conjunto de la región estudiada, la lámina precipitada es de 1419 mm año⁻¹, la evapotranspiración de 958 mm año⁻¹, o sea 67,8% de la precipitación, la lámina escurrida superficialmente fuera de la región, con un coeficiente de escurrimiento de 30,8%, es de 436 mm año⁻¹, la lámina escurrida subterráneamente es de 19 mm año⁻¹, y la almacenada en el lago Titicaca equivale a 0,6 mm año⁻¹.

De esta forma, los términos del balance hídrico han sido evaluados por primera vez en forma sistemática, en todas las cuencas hidrográficas de gran magnitud de Bolivia, con extensión a los países vecinos en lo que concierne a las cuencas binacionales. Esta generalización a todas las cuencas es uno de los puntos de interés del presente estudio, si bien dicha generalización pueda, como contrapartida, conducir a un margen de error probablemente importante en algunas cuencas con datos escasos o de calidad insuficiente. Los resultados deben considerarse, por lo tanto, como preliminares.

Las bajas densidades de estaciones de mediciones climatológicas e hidrométricas han sido factores limitantes de la precisión de las estimaciones. La densidad de la red se vería incrementada si se realiza un nuevo diseño de la red básica. En particular, en zonas como el sudeste del Altiplano se debería aumentar el número de sus estaciones. No siempre es en las zonas de baja densidad, tal como la llanura oriental, donde los equipos deben ser prioritarios. Es en realidad en los Andes, donde las estaciones son ya relativamente numerosas, que se siente la necesidad de aumentar la densidad de las estaciones, debido a las fuertes variaciones espaciales de las características climato-hidrológicas que hacen que ciertas zonas climáticas muy particulares y de extensión relativamente importante no estén equipadas.

Resulta importante mencionar que, prioritariamente al aumento de la densidad de las redes, la calidad de las observaciones requiere en forma imperativa la realización de visitas periódicas de control sobre el terreno. Es imprescindible que el equipo cuente con un sistema eficiente de transmisión vía satélite.

Por otra parte, debe continuarse con la elaboración de herramientas informáticas específicas de tratamiento de la información climatológica e hidrológica, para el establecimiento automático de los balances hídricos. Gracias a esta primera experiencia de evaluación llevada a cabo por el Programa PHICAB, se pudo perfeccionar varios programas informáticos que no existían al inicio del estudio, haciendo más rápida y racional la obtención de los términos del balance. Mencionaremos en particular el tratamiento de datos hidrométricos (HYDROM), la homogeneización de los datos por VECSPAT, el cálculo automático de la lámina de lluvia sobre la cuenca, el cálculo del balance fluvial y lacustre en base a los términos mensuales. La consecuencia de esta puesta en marcha de nuevos métodos, es que la cuenca del lago Titicaca ha sido objeto de una segunda evaluación.

La búsqueda de nuevas metodologías para elaboración de balances hídricos deberá orientarse también en forma prioritaria al dominio de la teledetección, que constituirá un paliativo a la calidad o disponibilidad insuficiente de información cartográfica básica, en particular para la determinación precisa de los límites de las cuencas. Es necesario afinar las delimitaciones de las cuencas elementales a fin de facilitar los reagrupamientos de cuencas de toda naturaleza: relieve, pedología, estado de cobertura vegetal, nacionalidad, etc. Sin embargo, lo que mayormente deberá desarrollarse en el futuro es la búsqueda de métodos de teledetección para la evaluación regional del balance de radiaciones y de evapotranspiración, en relación con los parámetros climáticos.

Así, es conveniente continuar las mediciones locales de evaporación. Los datos obtenidos en los tanques de evaporación son de difícil aprovechamiento en razón de la calidad de las observaciones y de la representatividad de las mediciones. Este parámetro es delicado de medir y poco representativo desde el punto de vista espacial. Las mediciones de radiación, salvo en algunas estaciones experimentales temporarias, son inexistentes y además muy delicadas de obtener para un número considerable de estaciones. Por lo tanto debe realizarse un esfuerzo para desarrollar y mejorar estas observaciones que permiten medir la evaporación, y de una forma general, el conjunto de datos climatológicos que sirven igualmente a la estimación del balance de radiaciones y al cálculo de la evaporación a través de fórmulas. Estas observaciones constituyen una necesidad absoluta e indispensable para las nuevas técnicas de teledetección.

Un balance hídrico debe ser recalculado constantemente, acompañando la extensión del período de observación y la actualización de los métodos que permiten

mejorar los resultados. Al concluir este primer estudio comenzado en 1985, ya existen mayores datos sobre períodos más largos y nuevas técnicas para proceder a una nueva evaluación, como fue el caso recientemente para el balance de la cuenca del lago Titicaca.

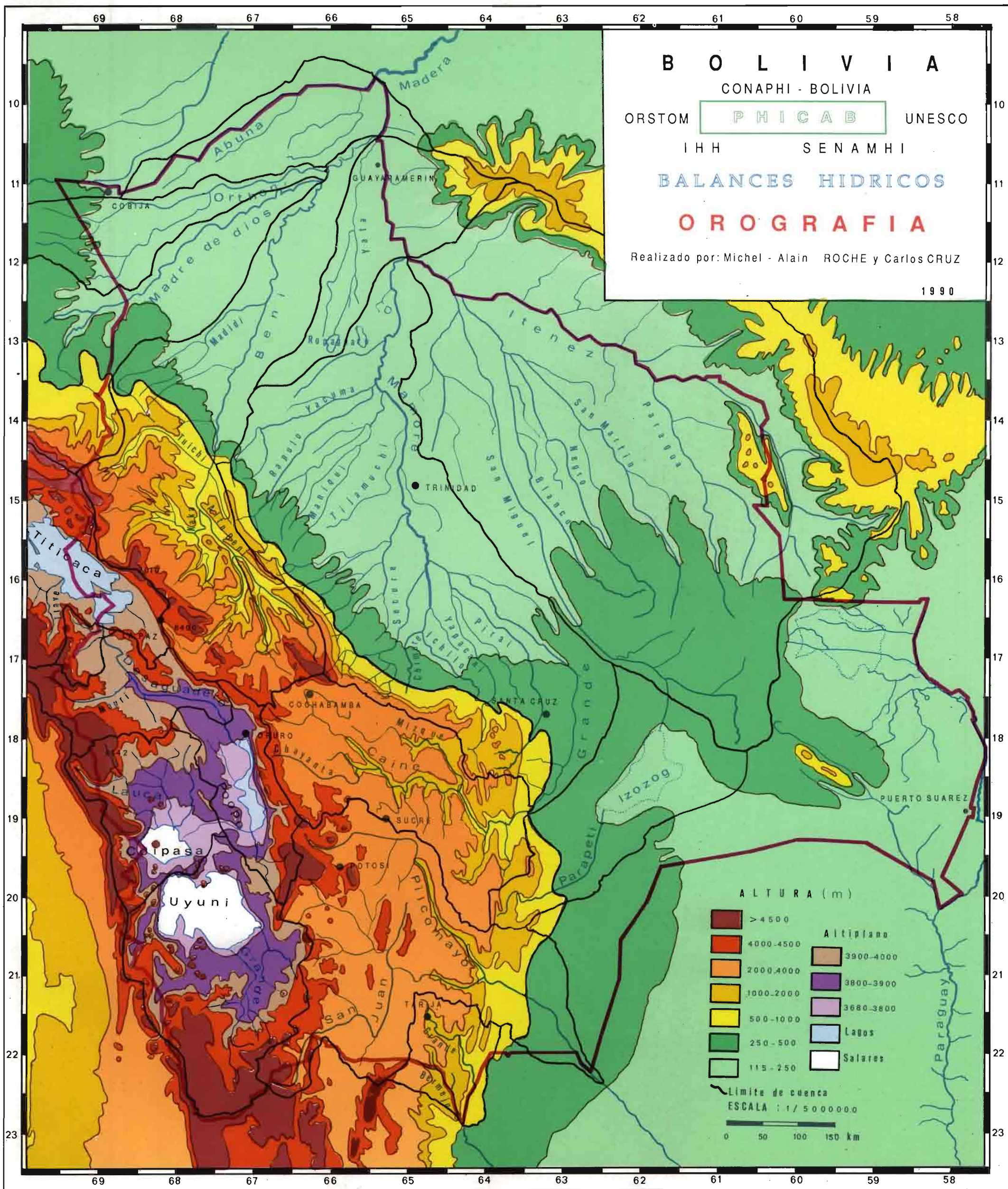
BIBLIOGRAFIA

- ABASTO, N. (1987) Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Madre de Dios, Amazonía, Bolivia-Perú. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM, Tesis UMSA, La Paz, 295 p.
- ABASTO, N.; HOORELBECKE, R. & ROCHE, M. A. (1985) Características y calibración de la red hidrométrica PHICAB en la cuenca amazónica de Bolivia. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 120 p.
- ABASTO, N.; HOORELBECKE, R.; ROCHE, M. A. & RUBIN DE CELIS, L. (1985) Alturas de agua y caudales, limnigramas e hidrogramas de la red hidrométrica PHICAB en la cuenca amazónica de Bolivia. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 70 p.
- ARELLANO, R. (1988) Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Pilcomayo. Río de la Plata, Bolivia. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI. Tesis UMSA, La Paz, 101 p.
- BALLIVIAN, O. & RISACHER, F. (1981) Los salares del Altiplano boliviano. ORSTOM, París, 246 p.
- BASOBERRY, A. (1969) Balance hídrico del lago Titicaca. Informe interno, Dirección Irrigación. Ministerio de Fomento, Lima.
- BENAVIDEZ, C. F. (1988) Influencia de los cambios en el uso del suelo sobre el escurrimiento y la erosión en la cuenca del Río Piraí, Amazonia andina, Bolivia. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, Tesis UMSA, La Paz, 241 p.
- BENAVIDES, G. J. & LÓPEZ, D. C. (1970) Fórmula para el cálculo de la evapotranspiración potencial adaptada al trópico. Agron. Journ., 20(5) : 335-345.
- BLANEY, H. F. & CRIDDLE, W. D. (1962) Determining consumptive use and irrigation water requirements. USDA (ARS), Tech. Bull., 1275, 59 p.
- BOUCHET, R. J. (1963) Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. Gen. Assembly Berkeley, IASH, Publ. 62, Gentbrugge, Belgium : 134-142.
- BOULANGÉ, B. & AQUIZE, E. (1981) Morphologie, hydrographie et climatologie du lac Titicaca et de son bassin versant. Rev. Hydrobiol. Trop., 14, 4 : 269-287.
- BOURGES, J. (1986) La red hidrométrica del PHICAB y los primeros resultados obtenidos. Premier Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, sept. : 37-43.
- BOURGES, J. (1987) Aperçu sur les débits du Mamoré à Guayaramerin. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 11 p.
- BOURGES, J. (1987) Projet de Cachuela Esperanza. Etude sommaire des apports. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 20 p.
- BOURGES, J.; CORTES, J. & HOORELBECKE, R. (1987) Estudio de los caudales del Mamoré en Guayaramerin. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 29 p.
- BOURGES, J.; GUYOT, J. L.; CARRASCO, M.; CORTES, J. (1990) Evolution spatio-temporelle des débits et des matières particulières sur un bassin des Andes boliviennes: le Río Beni. In: Hydrology in Mountainous Regions, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS publ. 193 : 352-356.
- BOWEN, I. S. (1962) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., 27 : 779-787
- BROCKMANN, C. E. (1978) Mapa de cobertura y uso actual de la tierra, Bolivia, memoria explicativa. Publ. ERTS-GEOBOL, La Paz, 116 p.
- BRUNTSAERT, W. (1965) Evaluation of some practical methods of estimating evapotranspiration in arid climates at low altitudes. Water Resources Research 1 (2) : 187-191.
- BRUNTSAERT, W. (1982) Evaporation into the atmosphere. D. Reidel Publish. Comp., London, 299 p.
- CARMOUZE, J. P.; AQUIZE, E.; ARCE, C. & QUINTANILLA, J. (1983) Le bilan énergétique du lac Titicaca. Rev. Hydrobiol. Trop., 12, 2 : 135-144.
- CARO, M. (1980) Determinación de la evapotranspiración potencial a gran altitud. Tesis, UNA, La Molina, Lima, 77 p.
- COLQUE ROJAS, Z. S. (1983) Primera evaluación de la radiación solar en Puno. Tesis UNTA, 82 p.
- COUTAGNE, A. (1954) Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère et le déficit d'écoulement maximum. La Houille blanche.
- CRUZ, C. (1987) Balance hídrico superficial de la Cuenca del Río Itenez, Amazonía, Bolivia-Brasil. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM,

- SENAMHI, Tesis UMSA, La Paz, 218 p.
- DAVILA, R. (1957) Problemas meteorológicos e hidrológicos del Lago Titicaca, Rev. Inst. Geogr., Lima, 3 : 6-25.
- DAY, J. A. & DAVIES, B. R. (1986) The Amazon River System. En The Ecology of River Systems, Davies B.R. & Walker K.F. (eds.), Junk, Dordrecht.
- DOORENBOS, J. & PRUITT, W. O. (1975) Les besoins en eau des cultures. FAO, 199 p.
- ESPINOZA, O. (1985) Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Beni, Amazonía, Bolivia. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, Tesis UMSA, La Paz, 181 p.
- FRANZEL, O. (1979) The water balance of tropical rain forest of Amazonia and the effects of human impact. Applied Sciences : 88-117.
- FERNÁNDEZ-JAUREGUI, C. A.; ROCHE, M. A.; ALIAGA, A. & PEÑA, J. (1987) Los recursos hídricos en Bolivia. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, 20 p.
- FRÈRE, M. & RIJCKS, J. Q. (1987) Estudio agroclimatológico de la zona andina. OMM, nota técnica 161, 506 p.
- FRIAS, R. (1989) Balance hídrico superficial de la cuenca de los ríos Bermejo y Grande de Tarija, Río de la Plata, Bolivia. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, Tesis UMSA, La Paz, 263 p.
- GAC, J. Y. (1980) Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation. Travaux et documents ORSTOM, 251 p.
- GARCÍA, W. A. (1985) Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Mamoré, Amazonía, Bolivia. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI. Tesis UMSA, La Paz, 110 p.
- GILSON, H. (1964) Lac Titicaca. verh. Internat. Verein. Limnol., 15 : 112-127.
- GUYOT, J. L. (1986) Evolución en el espacio y el tiempo de las concentraciones de materia en solución y en suspensión de las aguas de la cuenca amazónica de Bolivia. Premier Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, sept. : 48-53.
- Guyot, J. L. (1992) Hidrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Thèse Univ. Bordeaux, ORSTOM, 290 p.
- GUYOT, J. L.; CALLE, H.; QUINTANILLA, J. & CALLICONDE, M. (1987) Resultados de una campaña de muestreo en período de aguas bajas en la Amazonia Boliviana. Rev. Bol. Química, 7, (1) : 36-50.
- GUYOT, J. L.; BOURGES, J.; HOORELBECKE, R.; ROCHE, M. A.; CALLE, H.; CORTES, J. & BARRAGAN, M. (1988) Exportation de matière en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Río Beni, Bolivie. IAHS Symposium on Sediment Budgets, Porto Alegre, December, IAHS Publ. 174 : 443-451.
- GUYOT, J. L.; CORBIN, D.; QUINTANILLA, J.; CALLICONDE, M.; CALLE, H. (1988) Caracterización físico-química de los ríos y lagunas de la cuenca amazónica de Bolivia. Deuxième Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, avril 1988 : 98-106.
- GUYOT, J. L.; BOURGES, J.; HOORELBECKE, R.; ROCHE, M. A.; CALLE, H. & CORTES, J. (1989) Transports of suspended sediments to the Amazon by an andine river: the Mamoré river, Bolivia. IRTCES International Symposium on River Sedimentation, Beijing, November.
- GUYOT, J. L.; ROCHE, M. A.; NORIEGA, L.; CALLE, H. & QUINTANILLA, J. (1990) Salinities and sediment loads on the Bolivian highlands. Jour. of Hydrology, 113 : 147-162.
- GUYOT, J. L.; CALLE, H.; CORTES, J.; PEREIRA, M. (1990) Transport de matières dissoutes et particulaires des Andes vers le Río de la Plata para les tributaires boliviens (Ríos Pilcomayo et Bermejo) du Río Paraguay. Hydrological Sci. J., 35, 6 : 653-665.
- HERBAS, C. (1987) Climatología de la cuenca andina y amazónica del Río Grande, Bolivia. PHICAB: CONAPHI, IHH-UMSA, ORSTOM, Tesis UMSA, La Paz, 240 p.
- JACCON, G. (1987) Jaugeage de l'Amazone à Obidos par les méthodes du bateau mobile et des grands fleuves. Hydrol. Cont., 2, 2 : 117-126.
- JOHNSON, A. M. (1976) The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. In World Survey of Climatology, vol. 12, H.E. Landsberg (ed.), Elsevier, Amsterdam : 147-218.
- JORDAN, C. F. & HEUVELDOP, J. (1981) The water budget of the Amazonian rain forest. Acta Amazônica, 11, 1 : 87-92.
- KESSLER, A. & MONHEIM, F. (1967) El balance hidrológico del Lago Titicaca, una contribución al aprovechamiento de sus aguas. Serv. Nat. de Planif. y Coord., La Paz, 6 p.
- LA PUENTE, I. (1982) Estudio monográfico del Lago Titicaca. Bol. Soc. Geogr., Lima, KL : 263-391.
- LEROUX, M. (1987) L'anticyclone mobile polaire, relais des échanges méridiens: son importance climatique. Géodynamique 2 (2) : 161-167.
- LOZADA, G. A. (1985) Balance hídrico superficial de la cuenca del Lago Titicaca. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, Tesis UMSA, La Paz, 158 p.
- MARIACA, J. J. (1985) Balance hídrico superficial de la cuenca del Lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa, Bolivia. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, Tesis UMSA, La Paz, 203 p.
- MARQUES, J.; SALATI, E. & SANTOS, J. M. (1980) Cálculo da evapotranspiração real na bacia amazônica a través do método aerológico. Acta Amazônica, 10 : 357-361.
- MOLION, L. C. B. (1991) Climate variability and its effects on Amazonian hydrology. In Water Management of the Amazon basin, UNESCO/ROSTLAC, Montevideo : 261-274.
- MONHEIM, F. (1974) Contribution à la climatologie et l'hydrologie de la cuvette du lac Titicaca. Heidelb. Geogr. Arb. 1 : 6-25.
- MONTES DE OCA, I. (1982) Geografía y recursos naturales de Bolivia. Imp. Superel, La Paz, 408 p.
- NORDIN, C. F. & MEADE, R. H. (1985) The Amazon and the Orinoco. River : 385-390.
- ORTEGA, G. F. (1974) Determinación de la evapotranspiración y balance hidrológico en el Altiplano. Tesis, Agron. UNTA, Puno, 68 p.
- ORTEGA, V. (1973) Estudios hidrológicos de la cuenca del Río Pilcomayo. ENDE, Cochabamba, 82 p.
- PENMAN, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc., London A 93, 20 p.
- PENMAN, H. L. (1956) Estimating evaporation. Trans. Am. Geoph. Union, 37, 43.
- PENMAN, H. L. (1963) Vegetation and Hydrology. Tech. Communic., 53, Commonwealth Bureau of Soils.
- PONANSKY, A. (1911) El clima del Altiplano y la extensión del Lago Titicaca con relación a Tihuanacu en épocas prehistóricas. Tipo comercial de Ismael Argote, La Paz, 29 p.
- POUYAUD, B. (1986) Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Etudes et Thèses ORSTOM, Paris, 254 p.
- PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. Monthly Weath. Rev., 100 : 81-92.
- RICHERSON, P. J.; WINDMER, C. & KITTEL, T. (1977) The limnology of Lake Titicaca (Peru-Bolivia). Inst. of Ecology, publ. 14, Univ. of California, Davis.
- RICHERSON, P. J.; NEALE, P. J.; WURTSBAUGH, W.; ALFARO, R. & VINCENT, W. (1986) Patterns of temporal variation in Lake Titicaca. A high tropical lake. Hydrobiologia, 138 : 205-220.
- RICHEY, J. E.; MEADE, R. H.; SALATI, E.; DEVOL, A. H.; NORDIN, C. F.; DOS SANTOS, U. (1986) Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River. Water Resources Research., 22, 5 : 756-764.
- RICHEY, J. E.; NOBRE, C.; DESER, C. (1989) Amazon River discharge and climate variability: 1903 to 1985. Science, 246 : 101-103.
- RÍOU, C. (1970) Estimation de la part de l'énergie advective dans l'évapotranspiration, sous climat sahélien. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., IV, 2 : 48-61.
- RÍOU, C. (1970) Evapotranspiration en bac et évapotranspiration potentielle. Expression de l'évapotranspiration d'une petite nappe d'eau en fonction des données sous abri. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., VII, 3 : 73-88.
- RÍOU, C. (1975) La détermination pratique de l'évapotranspiration. Application à l'Afrique Centrale. Thèse, Paris, mémoire ORSTOM 80, 236 p.
- ROCHE, M. A. (1973) Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse, Paris VI, Trav. et doc. de l'ORSTOM, 1980, 389 p.
- ROCHE, M. A. (1982) Evapotranspiration de la forêt amazonienne en Guyane. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., XIV, 1 : 37-44.
- ROCHE, M. A. (1982) Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème tropical humide à Ecérex, en Guyane. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol. : 81-114.
- ROCHE, M. A. (1982) Les conditions d'une étude hydrologique en Amazonie bolivienne. PHICAB: ORSTOM, 31 p.
- ROCHE, M. A. (1986) Presentación general del PHICAB. Premier Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, sept. : 26-28.
- ROCHE, M. A. (1986) Distribuciones espacio-temporales de los parámetros climatológicos sobre Bolivia. Premier Symposium de la Recherche Française en Bolivie, La Paz, sept. : 29-32.
- ROCHE, M. A. (1988) Evaluación del balance de radiación y de la evapotranspiración por fórmulas adaptadas para software. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, La Paz, 37 p.
- ROCHE, M. A. (1988) CLIMAR 2: Logiciel d'exploitation de données pour l'étude des variations climatologiques spatio-temporelles. PHICAB: IHH-UMSA, ORSTOM, SENAMHI, La Paz, 102 p.
- ROCHE, M. A. & CANEDO, M. (1984) Programa Hidrológico y Climatológico de la Cuenca Amazónica de Bolivia. Folleto de presentación del PHICAB, offset color, 4 p.
- ROCHE, M. A. & ROCHA, N. (1985) Mapa pluviométrico de Bolivia y regiones

- vecinas, 1/4.000.000. PHICAB: ORSTOM, SENAMHI, 1 hoja offset color.
- ROCHE, M. A.; FERNÁNDEZ-JÁUREGUI, C.; APOTEKER, A.; ABASTO, N.; CALLE, H.; TOLÈDE, M.; CORDIER, J. P. & POINTILLART, C. (1986) Reconnaissance hydrochimique et première évaluation des exportations hydriques et salines des fleuves de l'Amazonie bolivienne. PHICAB: IHH-UMSA, LHM, ORSTOM, SENAMHI, 257 p.
- ROCHE, M. A. & FERNÁNDEZ-JÁUREGUI, C. (1988) Water resources, salinity and salt exportations of the rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, 101 : 305-331.
- ROCHE, M. A. (1988) Las aplicaciones del Proyecto PHICAB al desarrollo de Bolivia. *Proc. Segundo Simposio de la Investigación Francesa en Bolivia*, La Paz : 77-88.
- ROCHE, M. A.; ALIAGA, A.; CAMPOS, J.; PEÑA, J.; CORTES, J.; ROCHA, N. (1990) Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes. In *Hydrology in Mountainous Regions*, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS, publ. 193 : 381-388.
- ROCHE, M. A.; BOURGES, J.; CORTES, J.; MATTOS, R. (1991) Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. in *El Lago Titicaca*. Eds. C. Dejoux & Iltis, ORSTOM e HISBOL, Bolivia : 83-104. In press en inglés : Kluwer Academic Publisher, The Netherlands.
- RONCHAIL, J. (1988) Advections polaires en Bolivie: mise en évidence des effets climatiques. *Hydrol. Cont.*, 4, 1 : 49-56.
- SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E. & GAT, J. (1979) Recycling of water in the Amazonian basin: an isotopic study. *Water Resources Research*, 15, 5 : 1250-1258.
- SALATI, E. & MARQUES, J. (1984) Climatology of the Amazon region. In *The Amazon*, Sioli H. (ed.), W. Junk, Dordrecht : 85-126.
- SIOLI, H. (1984) The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types. En *The Amazon*, Sioli H. (ed.), W. Junk, Dordrecht : 127-165.
- TAYLOR, M. & AQUIZE, E. (1983) A climatological energy budget of Lake Titicaca (Peru-Bolivia). Univ. Calif. Davis.
- THORNTHWAITE, C. W. & HOLZMAN, B. (1939) The determination of evaporation from land and water surface. *Monthly Weath. Rev.*, 67 : 4-11.
- THORNTHWAITE, C. W. & MATHER, J. R. (1957) Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance. *Climatology*, X, 3, Centerton, Nueva York.
- TURC, L. (1955) Le bilan de l'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Inst. Nat. de Rech. Agronom.*, Versailles.
- TURC, L. (1961) Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Am. Agronom.*, Paris, 12, 1.
- UNESCO (1980) Balance hídrico mundial y recursos hidráulicos de la tierra. 925 p.
- UNESCO (1982) Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur. Estudios e informes en hidrología, UNESCO/ROSTLAC, Montevideo, 130 p.
- UNESCO (1987) Primer taller sobre el balance hídrico de América del Sur, La Paz, mayo, Publ. UNESCO/ROSTLAC, Montevideo, 88 p.
- VACHER, J.; ATTIEIA, O.; IMAÑA, E.; CHOQUEVILCA, J.; MALDONADO, R. (1989) Net radiation and evapotranspiration on the Bolivian Altiplano. *Third Internat. Conf. on Southern Hemisph. Meteo. and Ocean.*, Buenos Aires, Nov., Amer. Meteo. Soc., Boston : 169-171.
- VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. (1976) Estimativa da evapotranspiração na bacia amazônica. *Acta Amazônica*, 6 : 215-228.
- Atlas de Bolivia. Instituto Geográfico Militar (IGM), La Paz, 1986.
- Atlas climatique de l'Amérique du Sud, 1/10.000.000. UNESCO, Paris, 1975.
- Atlas of the World. Time, Estados Unidos, 1967.
- Mapa de la República de Bolivia, 1/1.000.000. Instituto Geográfico Militar (IGM), La Paz, 1980.
- Mapa Ecológico de Bolivia, 1/1.000.000. Ministerio de Asuntos Campesinos y Agropecuarios (MACA), Organización de los Estados Americanos (OEA), La Paz, 1975.
- Mapa Geológico de Bolivia, 1/1.000.000. Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia (YPFB) y Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), La Paz, 1978.
- Mapa de cobertura y uso actual de la tierra, Bolivia, 1/1.000.000. Programa ERTS, Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), La Paz, 1978.
- Mapa Hidrográfico de Bolivia, 1/1.000.000. Instituto Geográfico Militar (IGM), La Paz, 1985.
- Perfil Ambiental de Bolivia. Instituto Internacional para el Desarrollo y Medio Ambiente, La Paz, 1986.

**MAPAS
DEL
BALANCE HIDRICO
DE
BOLIVIA**



B O L I V I A
 CONAPHI - BOLIVIA
 ORSTOM P H I C A B UNESCO
 I H H S E N A M H I
BALANCES HIDRICOS
O R O G R A F I A

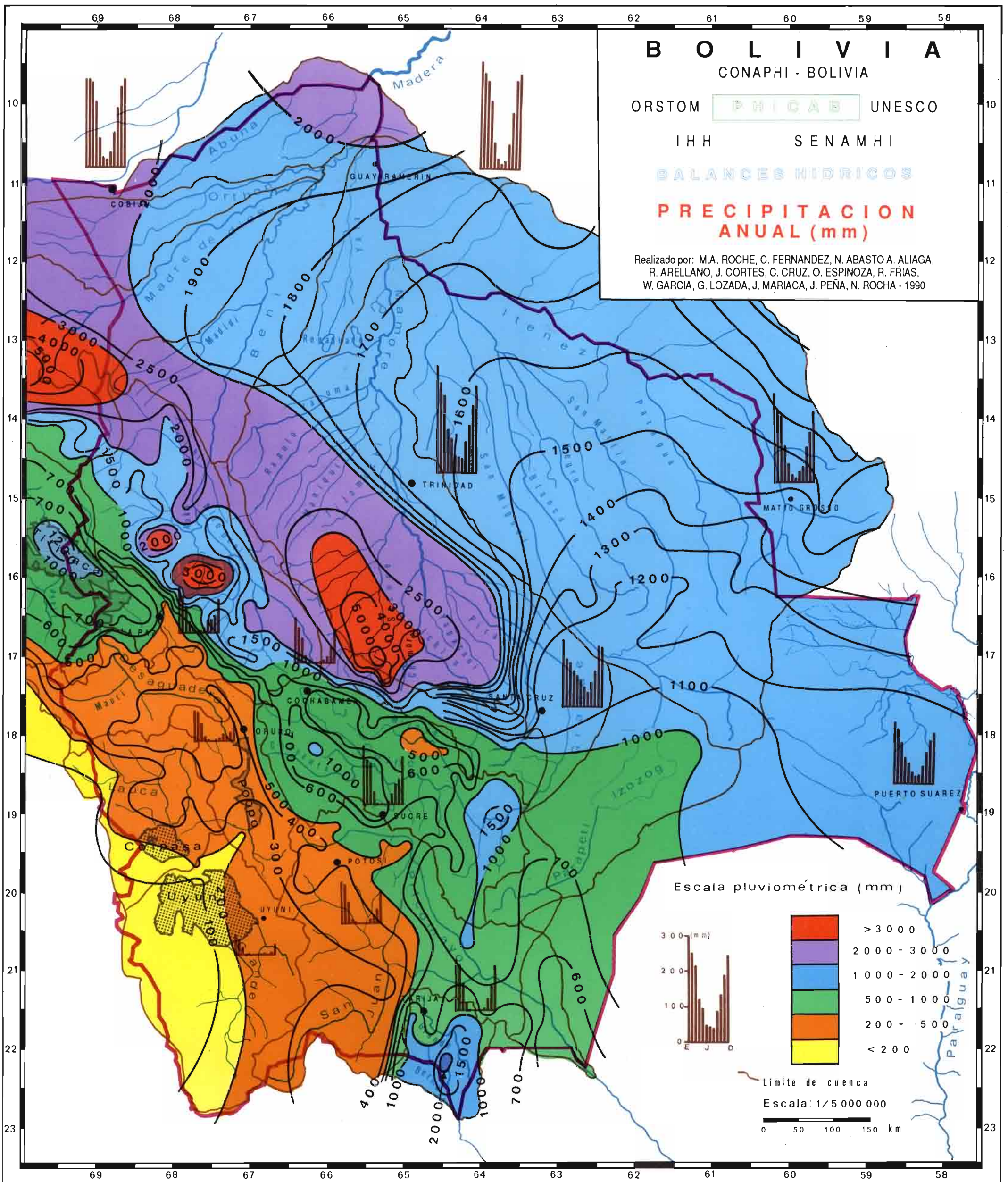
Realizado por: Michel - Alain ROCHE y Carlos CRUZ

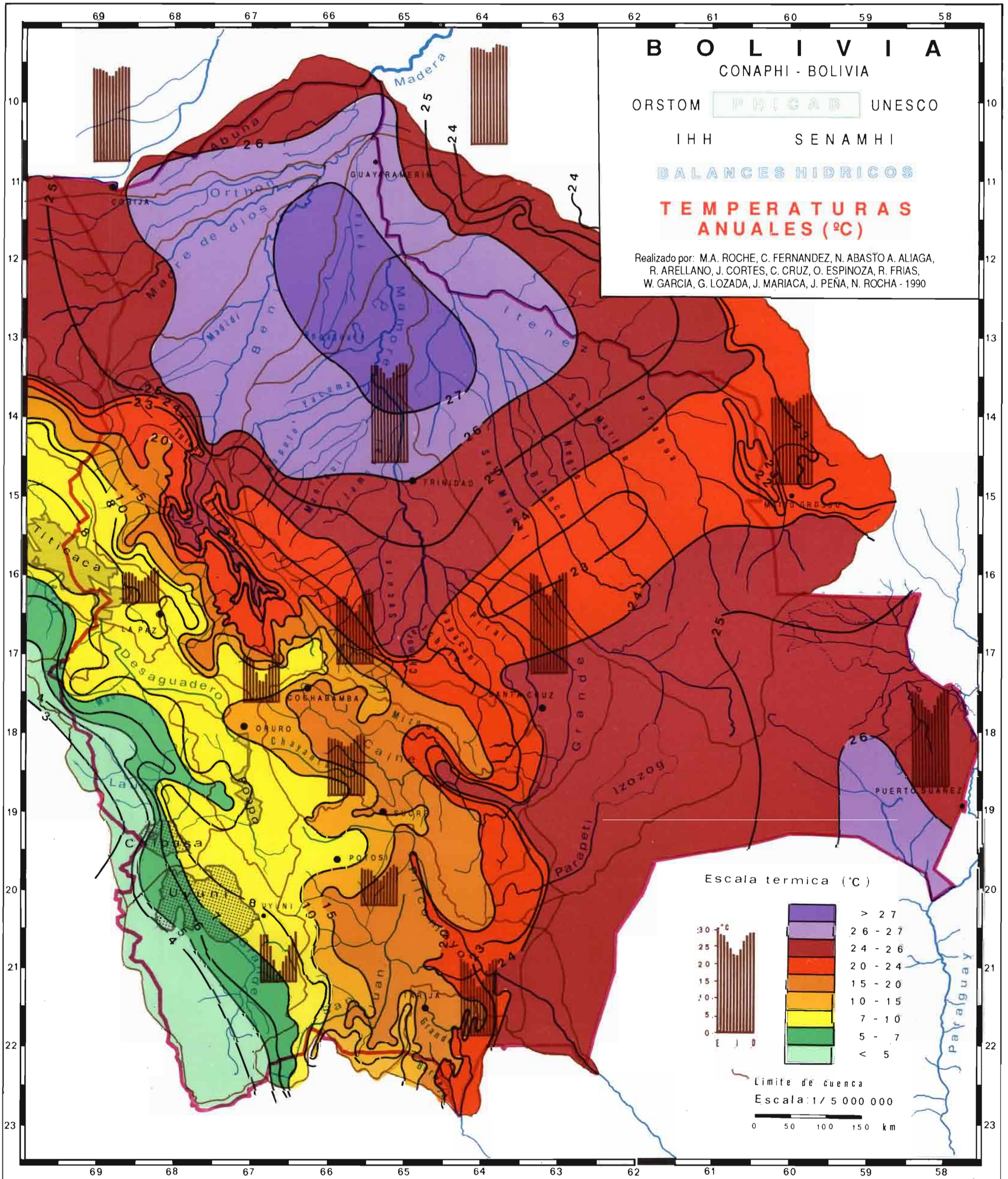
1990

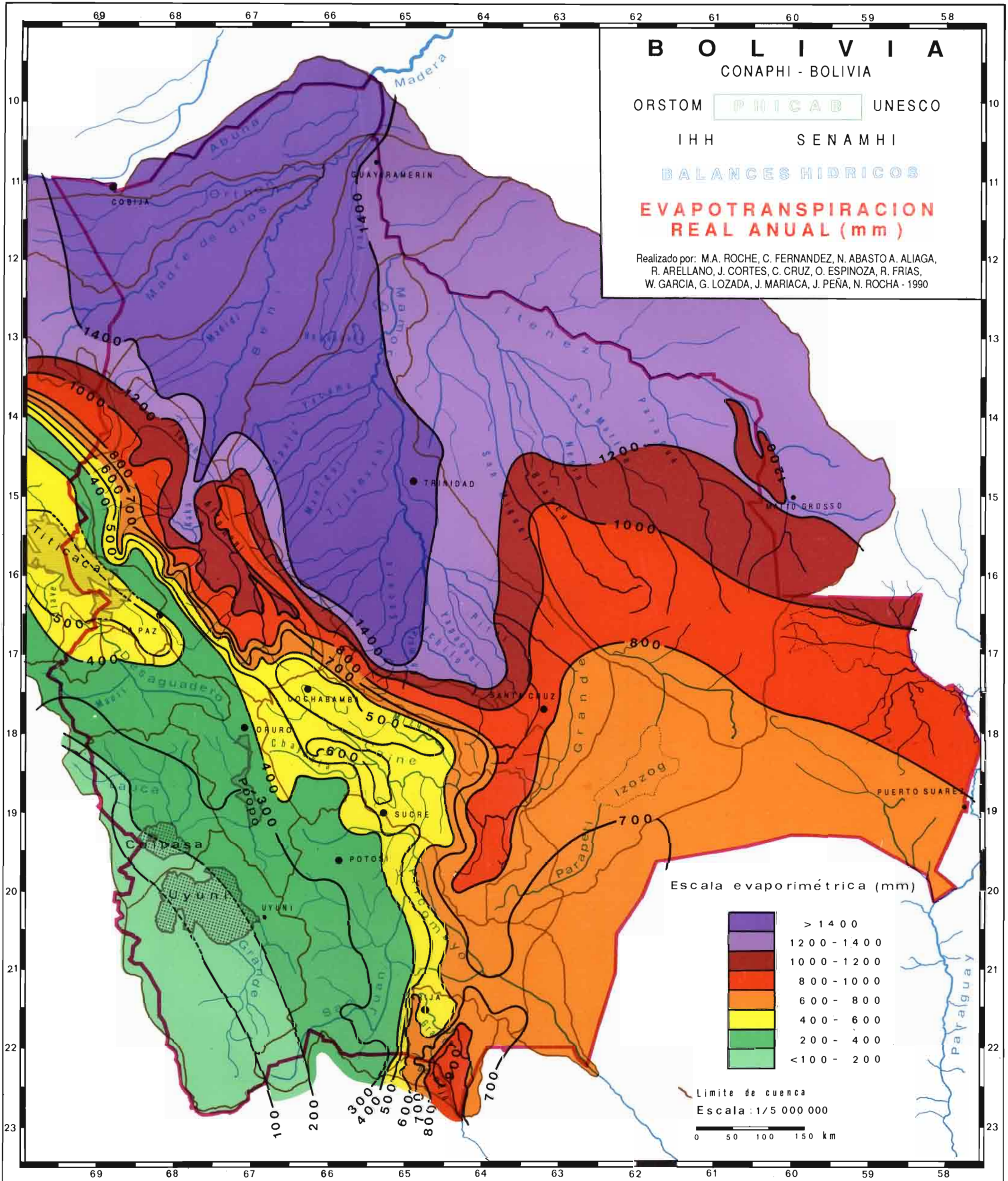
ALTURA (m)

	>4500		Altiplano
	4000-4500		3900-4000
	2000-4000		3800-3900
	1000-2000		3680-3800
	500-1000		Lagos
	250-500		Salares
	115-250		

Limite de cuenca
 ESCALA : 1 / 5 000 000
 0 50 100 150 km







B O L I V I A

CONAPHI - BOLIVIA

ORSTOM PNUCA B UNESCO

I H H S E N A M H I

BALANCES HIDRICOS

EVAPOTRANSPIRACION REAL ANUAL (mm)

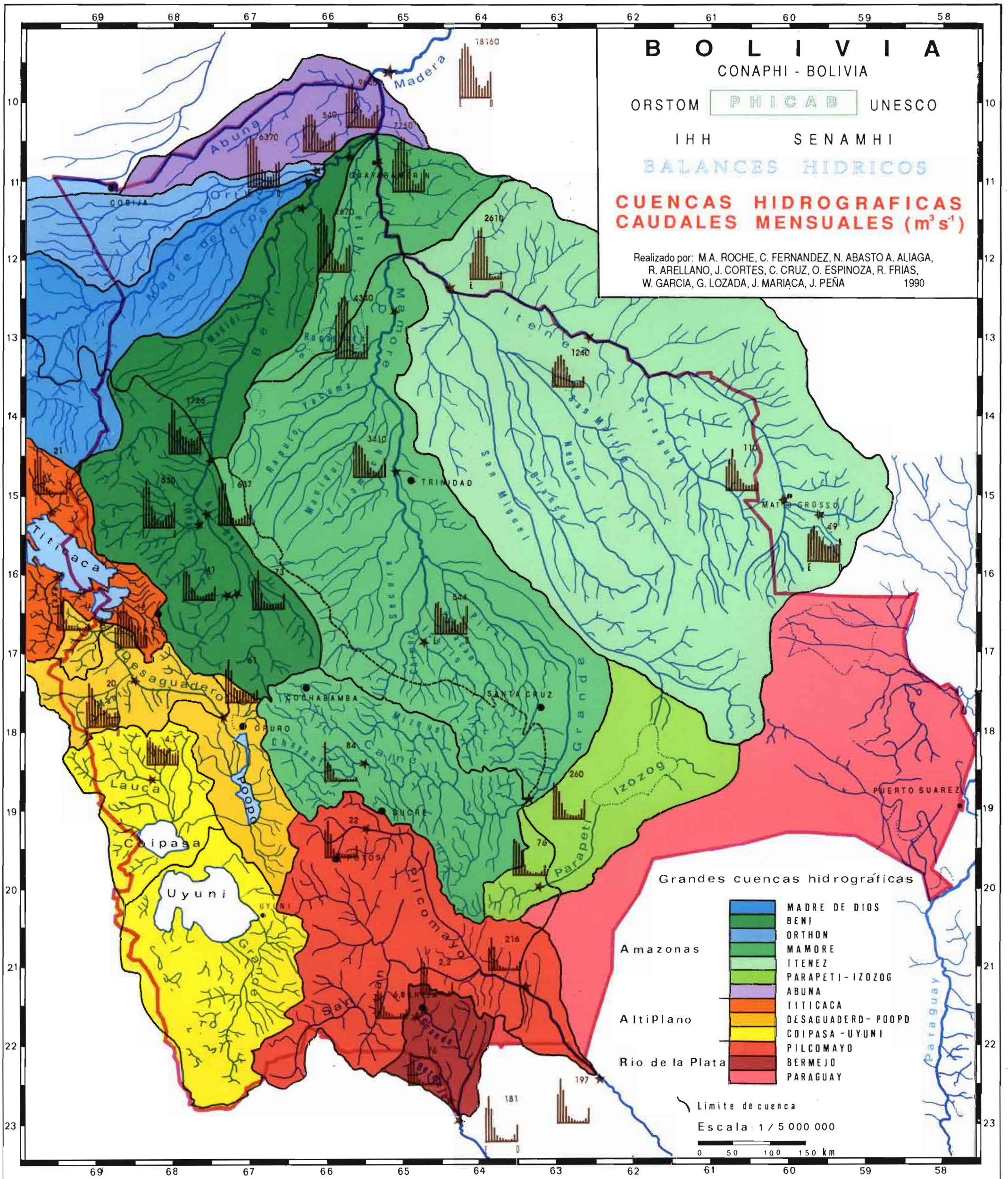
Realizado por: M.A. ROCHE, C. FERNANDEZ, N. ABASTO A. ALIAGA, R. ARELLANO, J. CORTES, C. CRUZ, O. ESPINOZA, R. FRIAS, W. GARCIA, G. LOZADA, J. MARIACA, J. PEÑA, N. ROCHA - 1990

Escala evaporimétrica (mm)

	> 1400
	1200 - 1400
	1000 - 1200
	800 - 1000
	600 - 800
	400 - 600
	200 - 400
	<100 - 200

Limite de cuenca
Escala: 1/5 000 000





B O L I V I A

CONAPI - BOLIVIA

ORSTOM **PHICAB** UNESCO

IHH SENAMHI

BALANCES HIDRICOS

**CUENCAS HIDROGRAFICAS
CAUDALES MENSUALES (m³s⁻¹)**

Realizado por: M.A. ROCHE, C. FERNANDEZ, N. ABASTO A. ALIAGA,
R. ARELLANO, J. CORTES, C. CRUZ, O. ESPINOZA, R. FRIAS,
W. GARCIA, G. LOZADA, J. MARIACA, J. PEÑA 1990

Grandes cuencas hidrográficas

- MADRE DE DIOS
- BENI
- ORTHON
- MAMORE
- ITENEZ
- PARAPETI-IZOZOG
- ABUNA
- TITICACA
- DESAGUADERO- POOPD
- COIPASA -UYUNI
- PILCOMAYO
- BERMEJO
- PARAGUAY

Amazonas

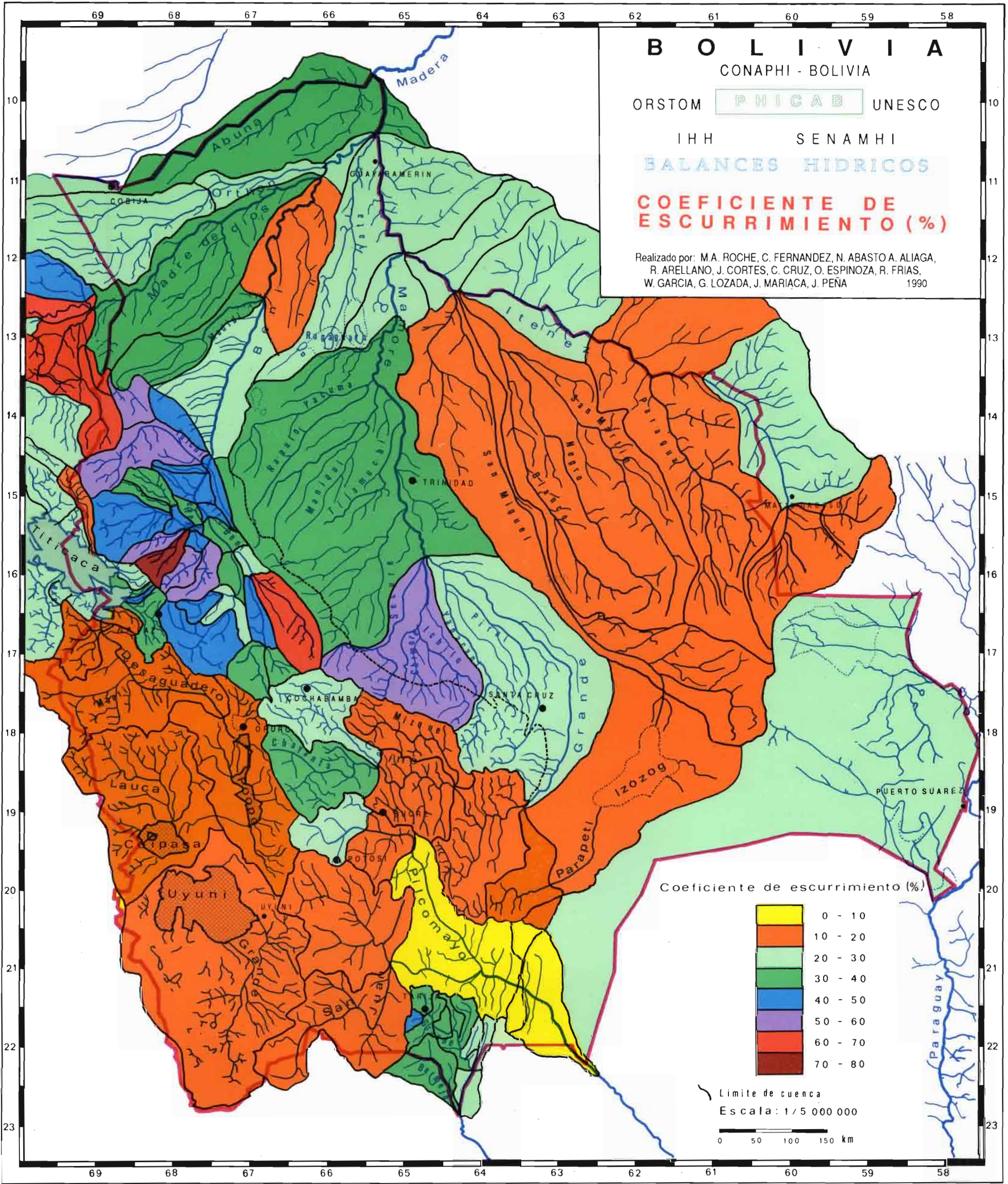
Altiplano

Rio de la Plata

Limite de cuenca

Escala: 1 / 5 000 000

0 50 100 150 km



B O L I V I A

CONAPHI - BOLIVIA

ORSTOM **PHICAB** UNESCO

IHH SENAMHI

BALANCES HIDRICOS

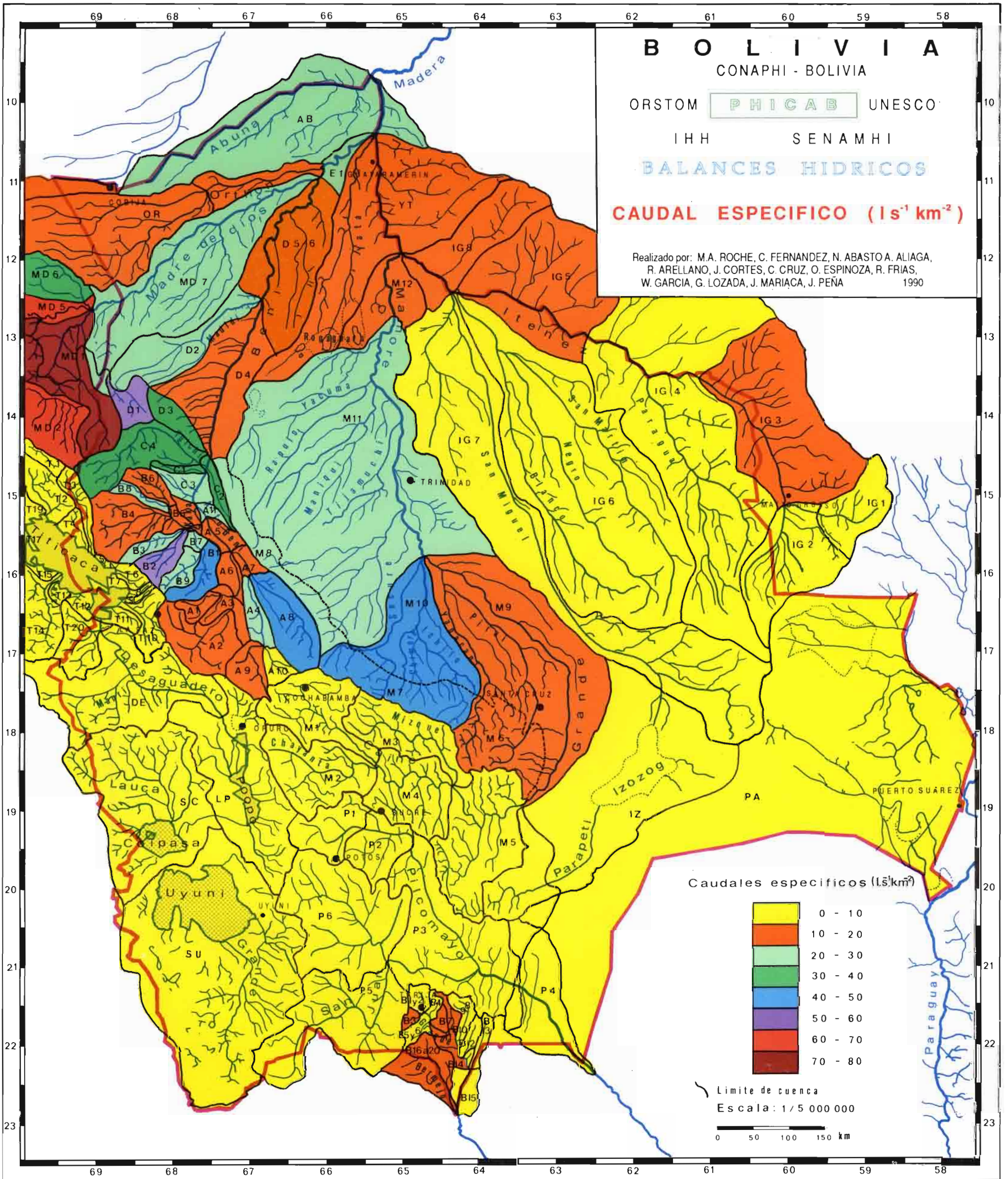
COEFICIENTE DE ESCURRIMIENTO (%)

Realizado por: M.A. ROCHE, C. FERNANDEZ, N. ABASTO A. ALIAGA,
R. ARELLANO, J. CORTES, C. CRUZ, O. ESPINOZA, R. FRIAS,
W. GARCIA, G. LOZADA, J. MARIACA, J. PEÑA 1990

Coeficiente de escurrimiento (%)

0 - 10
10 - 20
20 - 30
30 - 40
40 - 50
50 - 60
60 - 70
70 - 80

Limite de cuenca
Escala: 1/5 000 000
0 50 100 150 km



**CUADROS
DEL
BALANCE HIDRICO
DE
BOLIVIA**

Tabla I: BALANCE HIDRICO DE LA SUBCUENCA DEL RIO ALTO BENI (CUENCA ANDINA DEL RIO BENI)

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION						EVAPOTRANSPIRACION						ESCURRIMIENTO					
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q				
			km2	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s-1	l.s-1.km-2	%	%					
A1	Tamapaya	V.Barrientos	2200	7.0	2822	1283	6.5	1521	691	6.6	1301	591	41.2	18.7	46.1	6.5					
A2	La Paz	Cajetillas	6650	21.3	5372	808	12.4	3085	464	13.3	2287	344	72.5	10.9	42.6	11.4					
A3	Complemento	C.La Paz-Tamapaya	2100	6.7	2994	1426	6.9	2116	1008	9.1	878	418	27.8	13.2	29.3	4.4					
A1+2+3	Boopi	C.La Paz-Tamapaya	10950	35.1	11188	1022	25.9	6722	614	29.0	4466	408	141.5	12.9	39.9	22.2					
A6	Boopi	C.Alto Beni	1660	5.3	2758	1661	6.4	1765	1063	7.6	993	598	31.5	19.0	36.0	4.9					
A1+2+3+6	Total Boopi	C.Alto Beni	12610	40.4	13946	1106	32.2	8487	673	36.7	5459	433	173.0	13.7	39.1	27.1					
A9	Colquiri	C.Calliri	3460	11.1	3098	895	7.2	1901	549	8.2	1197	346	37.9	11.0	38.6	6.0					
A10	Calliri	C.Colquiri	2300	7.4	1914	832	4.4	1187	516	5.1	727	316	23.0	10.0	38.0	3.6					
A9+10	Colquiri+Calliri	C.Colquiri-Calliri	5760	18.4	5012	870	11.6	3088	536	13.3	1924	334	61.0	10.6	38.4	9.6					
A4	Cotacajes	C.Santa Elena	2550	8.2	4371	1714	10.1	2481	973	10.7	1890	741	59.9	23.5	43.2	9.4					
A9+10+4	Cotacajes	C.Santa Elena	8310	26.6	9383	1129	21.7	5569	670	24.1	3814	459	120.9	14.5	40.6	19.0					
A8	Sta.Elena+Altamachi	C.Cotacajes	6750	21.6	14141	2095	32.7	5234	775	22.6	8907	1320	282.2	41.8	63.0	44.3					
A9+10+4+8	Sta.Elena+Alt.+Cotac.	C.Cotacajes	15060	48.2	23524	1562	54.4	10803	717	46.7	12721	845	403.1	26.8	54.1	63.2					
A7	Alto Beni Complemento	C.Boopi	1140	3.7	1698	1490	3.9	1240	1088	5.4	458	402	14.5	12.7	27.0	2.3					
A9+10+4+8+7	Alto Beni	C.Boopi	16200	51.9	25222	1557	58.3	12043	743	52.0	13179	814	417.6	25.8	52.3	65.5					
Alal4,6al10	Boopi+Alto Beni	C.Boopi-Alto Beni	28810	92.2	39168	1360	90.5	20530	713	88.7	18638	647	590.6	20.5	47.6	92.7					
A5	Alto Beni	Angosto Inicua	1100	3.5	1694	1540	3.9	1121	1019	4.8	573	521	18.2	16.5	33.8	2.8					
Al al 10	Alto Beni	Angosto Inicua	29910	95.7	40862	1366	94.5	21651	724	93.6	19211	642	608.8	20.4	47.0	95.5					
All	Alto Beni Complemento	C.Kaka	1330	4.3	2394	1800	5.5	1490	1120	6.4	904	680	28.6	21.5	37.8	4.5					
A TOTAL	Alto Beni	C.Kaka	31240	100.0	43256	1385	100.0	23141	741	100.0	20115	644	637.4	20.4	46.5	100.0					

Tabla III: BALANCE HIDRICO DE LA SUBCUENCA DEL RIO BENI (CUENCA ANDINA DEL RIO BENI) ENTRE LA CONFLUENCIA ALTO BENI-KAKA Y ANGOSTO DEL BALA

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION						EVAPOTRANSPIRACION						ESCURRIMIENTO					
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q				
			km2	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s-1	l.s-1.km-2	%	%					
C1	Quendeque	C.Beni	1160	7.6	2415	2081	7.4	1288	1110	8.5	1127	971	35.7	30.8	46.7	6.5					
C3	Pequetos Afluentes	C.Alto Beni	3110	20.4	6220	2000	19.2	3387	1089	22.5	2833	911	89.8	28.9	45.5	16.3					
C1+3	Alto Beni	C.Quiquibey-Tuichi	4270	28.0	8635	2022	26.6	4675	1095	31.0	3960	927	125.5	29.4	45.9	22.8					
C2	Quiquibey	C.Beni	1940	12.7	3883	2002	11.9	1994	1028	13.2	1889	973	59.9	30.9	48.6	10.9					
C4	Tuichi	C.Beni	9050	59.3	19910	2200	61.4	8407	929	55.8	11503	1271	364.4	40.3	57.8	66.3					
C1+2+3+4	Beni	Angosto del Bala	15260	100.0	32428	2125	100.0	15076	988	100.0	17352	1137	549.8	36.0	53.5	100.0					

Tabla V: BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO BENT (GRANDES SUBCUENCAS EN LOS ANDES Y LA LLANURA)

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION						EVAPOTRANSPIRACION						ESCURRIMIENTO					
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q				
			km2	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s-1	l.s-1.km-2	%	%					
A	Alto Beni	C.Kaka	31240	24.8	43256	1385	18.9	23141	741	16.7	20115	644	637.4	20.4	46.5	22.5					
B	Kaka	C.Alto Beni	21040	16.7	33368	1586	14.6	16355	777	11.8	17013	809	539.2	25.6	51.0	19.0					
A+B	Alto Beni+Kaka	Beni-Kaka	52280	41.5	76624	1466	33.6	39493	775	24.5	37131	710	1176.6	22.5	48.5	41.6					
C	Beni (r.ar.El Bala)	Angosto del Bala	15260	12.1	32428	2125	14.2	15076	988	10.9	17352	1109	549.8	36.0	53.5	19.4					
A+B+C	Beni	Angosto del Bala	67540	53.6	109052	1615	47.8	54569	808	39.4	54483	807	1726.4	25.6	50.0	61.0					
D1+3	Madidi+Afluentes (Andes)	Limite Andes	6130	4.9	16563	2702	7.3	7663	1250	5.5	8900	1452	282.2	46.0	53.7	10.0					
A+B+C+D1+3	Total Andes	Limite Andes	73670	58.5	125615	1705	55.1	62235	845	44.9	63380	860	2009.4	27.3	50.5	71.0					
D2+4+5+6	Beni Plaine	C.Madre de Dios	48710	38.7	95274	1956	41.8	71370	1465	51.5	23903	491	757.6	15.5	25.1	26.8					
A+B+C+D	Beni	C.Madre de Dios	122380	97.1	220889	1805	96.9	133605	1092	96.4	87283	713	2766.2	22.6	39.5	97.8					
E	C.Beni	Villa Bella	3600	2.9	7020	1950	3.1	5040	1400	3.6	1980	550	62.8	17.4	38.6	2.2					
TOTAL	Beni	Villa Bella	125980	100.0	227909	1809	100.0	138642	1101	100.0	89263	708	2829.0	22.5	39.1	100.0					

r.ab.-rio arriba

Tabla II: BALANCE HIDRICO DE LA SUBCUENCA RIO KAKA (CUENCA ANDINA DEL RIO BENI)

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION						EVAPOTRANSPIRACION						ESCURRIMIENTO					
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q				
			km2	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s-1	l.s-1.km-2	%	%					
86	Aten	Yuyu	1880	8.9	2792	1485	8.4	1773	943	10.7	1019	542	32.3	17.2	36.5	6.0					
88	Yuyu	Aten	1300	6.2	2272	1748	6.8	1398	1075	8.5	874	673	27.7	21.3	38.5	5.1					
85	Complemento Aval	Tipuani	1270	6.0	1745	1374	5.2	1036	815	6.2	709	559	22.5	17.7	40.7	4.2					
84	Camata+Mapiri	C.Aten	6700	31.8	7544	1126	22.6	4094	611	24.7	3450	515	109.4	16.3	45.8	20.3					
83	Tipuani	C.Mapiri	1550	7.4	2241	1446	6.7	975	629	5.9	1266	817	40.1	26.0	56.5	7.4					
82	Challana	C.Mapiri	2150	10.2	5203	2420	15.6	1505	700	9.1	3698	1720	117.2	55.0	71.1	21.7					
89	Zongo	C.Coroico	2050	9.7	2573	1255	7.7	1150	561	7.0	1423	694	45.1	22.0	55.3	8.4					
81	Coroico	C.Zongo	2610	12.4	6214	2381	18.6	2657	1018	16.1	3557	1363	112.7	43.2	57.2	20.9					
87	Complemento Coroico	C.Kaka	730	3.5	1504	2060	4.5	767	1051	4.6	737	1009	23.3	32.0	48.9	4.3					
B10	Kaka	C.Alto Beni	800	3.8	1280	1600	3.8	1000	1250	6.1	280	350	8.9	11.1	21.8	1.6					
86+8	Aten	Angosto Inicua	3180	15.9	5064	1592	15.8	3171	997	20.0	1893	595	60.0	18.9	37.4	11.6					
86+8+4+(2/3)5	Aten+Mapiri	Angosto Quercano	10727	51.1	13772	1284	41.3	7956	742	48.1	5816	542	184.4	17.2	42.3	34.2					
86+8+4+(5/6)5	Aten+Mapiri	C.Tipuani	10938	5.2	14063	1286	42.1	8128	743	49.1	5935	543	188.2	17.2	42.2	34.9					
82+3	Tipuani+Challana	C.Mapiri	3700	17.6	7444	2012	22.3	2480	670	15.0	4964	1342	157.3	42.5	66.7	29.2					
89+1	Zongo+Coroico	C.Zongo+Coroico	4660	22.1	8787	1886	26.3	3807	817	23.0	4980	1069	157.9	33.7	56.6	29.2					
89+1+7	Zongo+Coroico+Comp.	C.Kaka	5390	25.6	10290	1909	30.8	4575	849	27.7	5715	1060	181.2	33.6	55.5	33.6					
B1 al 9	Kaka	Nube	20240	96.2	32088	1585	96.2	15352	759	92.9	16736	827	530.3	26.2	52.2	98.4					
B TOTAL	Kaka	C.Alto Beni	21040	100.0	33368	1586	100.0	16355	777	100.0	17013	809	539.2	25.6	51.0	100.0					

Tabla IV: BALANCE HIDRICO DE LA SUBCUENCA DEL RIO BENI RIO ABAJO DE ANGOSTO DEL BALA (CUENCA DEL RIO BENI)

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION						EVAPOTRANSPIRACION						ESCURRIMIENTO					
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q				
			km2	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s-1	l.s-1.km-2	%	%					
D1	Madidi (Andes)	Limite Andes	3600	6.6	10440	2900	9.3	4500	1250	5.7	5940	1650	188.2	52.3	56.9	18.1					
D2	Madidi Llanura	C.Beni	7900	14.4	17160	2172	15.3	11613	1470	14.7	5546	702	175.7	22.2	32.3	16.9					
D3	Afluentes Beni (Andes)	Limite Andes	2530	4.6	6123	2420	5.5	3163	1250	4.0	2960	1170	93.8	37.1	48.3	9.0					
D4	Beni (Llanura r.ar.)	C.Madidi	18270	33.3	36540	2000	32.7	26857	1470	34.0	9683	530	307.0	16.8	26.5	29.5					
D5	Beni (Llanura)	Portachuelo	19200	35.0	35328	1700	31.6	28224	1470	35.7	7104	370	225.3	11.7	20.1	21.7					
D6	Beni (r.ab.Portachuelo)	C.Madre de Dios	3340	6.1	6246	1750	5.6	4676	1400	5.9	1570	470	49.8	14.9	25.1	4.8					
D1+3	Madidi+Afluentes (Andes)	Limite Andes	6130	11.2	16563	2701	15.2	7663	1250	9.7	8900	1451	282.0	46.0	53.7	27.1					
D3+4	Beni	C.Madidi	20800	37.9	42663	2050	39.2	30023	1443	38.0	12643	608	400.6	19.3	29.7	38.5					
D1+2	Madidi (Andes+Llanura)	C.B																			

Tabla XI : BALANCE HIDRICO DE LOS TRIBUTARIOS DEL LAGO TITICACA

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION			EVAPOTRANSPIRACION			ESCURRIMIENTO			EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION				
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q
			km2	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	m3.s-1	l.s-1.km-2	%	%	
T1	Ramis	Desembocadura	14960	30.8	10265	686	32.4	7411	495	32.4	2854	191	90.5	6.1	28.0	32.2	
			*2095 *140 *66.4														
T19a	Arapa	Desembocadura	530	1.1	391	738	1.2	282	533	1.2	109	205	3.4	6.5	72.3	1.2	
T19b	Laguna Arapa		150	0.3	116	770	0.4	75	500	0.3	41	270	1.3	8.7	35.0	0.5	
T2	Huancane	Desembocadura	4110	8.5	2563	624	8.1	1904	463	8.4	659	160	20.9	5.1	25.7	7.4	
			*586 *143 *18.6 *4.5														
T3	Suches	Desembocadura	3100	6.4	1545	498	4.9	1290	416	5.7	255	82	8.1	2.6	16.5	2.9	
			*236 *76 *7.5 *2.4														
T4	Huaycho	Desembocadura	1010	2.1	674	667	2.1	477	472	2.1	197	196	6.3	6.2	29.3	2.2	
T15	Tlave Umayo	Desembocadura	630	1.3	511	812	1.6	333	528	1.5	178	284	5.7	9.0	35.0	2.0	
T17	Capachica	Desembocadura	280	0.6	239	852	0.8	154	550	0.7	85	302	2.7	9.6	35.4	1.0	
T13	Jilata	Desembocadura	760	1.6	594	782	1.9	387	509	1.7	207	272	6.6	8.6	34.8	1.0	
T12	Capia	Desembocadura	1160	2.4	912	786	2.8	638	550	2.8	274	236	8.7	7.5	30.0	3.1	
T7	Tiquina Achacachi	Desembocadura	550	1.1	396	720	1.2	287	523	1.3	109	197	3.4	6.2	27.4	1.2	
T5	Escocia Achacachi	Desembocadura	380	0.8	215	566	0.7	171	450	0.8	44	116	1.4	3.7	20.4	0.5	
T6	Keka	Desembocadura	1270	2.6	623	490	2.0	492	387	2.1	131	103	4.1	3.3	21.0	1.5	
			*152 *120 *4.8 *3.8														
T8	Kollucachi	Desembocadura	400	0.8	283	708	0.9	167	418	0.7	116	290	3.7	9.2	41.0	1.4	
T9	Sehuenca	Desembocadura	360	0.7	230	639	0.7	164	456	0.7	66	183	2.1	5.8	28.7	0.7	
T10	Catari	Desembocadura	3360	6.9	2143	638	6.8	1600	476	7.0	543	162	17.2	5.1	25.3	6.1	
T11	Tiahuanacu	Desembocadura	910	1.9	609	669	1.9	476	524	2.1	133	146	4.2	4.6	22.0	1.5	
T14	Tlave	Desembocadura	7900	16.3	4600	582	14.6	3360	425	14.7	1240	157	39.3	4.8	27.0	14.0	
			*1180 *149 *37.4 *4.7 *26.0														
T16	Laguna Umayo	Desembocadura	1950	4.0	1261	647	4.0	982	504	4.3	279	143	8.8	4.5	22.0	3.2	
T18	Coata	Desembocadura	4820	9.9	3534	733	11.2	2199	456	9.6	1335	277	42.3	8.8	38.0	15.1	
			*1569 *326 *49.8														
TOTAL	Tributarios	Desembocadura	48590	100.0	31704	653	100.0	22849	470	100.0	8855	182	280.7	5.8	27.9	100.0	

* : Caudales Medidos

Tabla XII : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL LAGO TITICACA

	AREA			PRECIPITACION			AFLUENTES			EFLUENTE	STOCK	INFILTRACION	EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION				
	Total	Suelo	Lago	Total	Suelo	Lago	Suelo	Lago	Lago				Lago	Lago	Total	Suelo	Lago
Area km2	57283	48590	8693	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Volumen 10 ⁶ m3	-	-	-	40198.0	31704.0	8494.0	8855.0	8855.0	389.0	800.0	1660.0	37350.0	22850.0	14500.0	-	-	
Lamina mm	-	-	-	702.0	653.0	977.0	182.0	1019.0	45.0	92.0	191.0	652.0	470.0	1668.0	-	-	
Caudal m3.s-1	-	-	-	1274.0	1005.0	269.0	281.0	281.0	12.4	25.4	52.6	1184.0	724.0	460.0	-	-	
Caudal l.s-1.km-2	-	-	-	22.2	20.7	30.9	5.8	5.8	-	-	6.1	16.3	14.9	52.9	-	-	
KE%												27.9			92.9		

Tabla XIII : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO DESAGUADERO

	AREA	PRECIPITACION	ESCORRENTIA DE LA CUENCA	APORTE DEL LAGO	TOTAL	EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION
Area km2	29475	-	-	-	-	-
Volumen 10 ⁶ m3	-	12188.0	-	-	1537.0	*391
Lamina mm	-	413.5	-	-	52.1	-
Caudal m3.s-1	-	386.0	-	-	48.7	*12.4
Caudal l.s-1.km-2	-	13.1	-	-	1.7	-
KE%					12.0	88.0

* Caudal Medido

Tabla XIV : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL LAGO POOPO

	AREA			PRECIPITACION			AFLUENTES			EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION		
	Total	Suelo	Lago	Total	Suelo	Lago	Total	Suelo	Desa.	Total	Suelo	Lago
Area km2	27740	24800	2940	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Volumen 10 ⁶ m3	-	-	-	10272.0	9183.0	1089.0	3299	1371.0	1926.0	12143.0	7812.0	4331.0
Lamina mm/lac	-	-	-	370.0	370.0	370.0	1122	55.0	65.5	438.0	315.0	1473.0
Caudal m3.s-1	-	-	-	326.0	291.0	34.5	105	43.4	61.1	385.0	248.0	137.0
Caudal l.s-1.km-2	-	-	-	11.7	11.7	11.7	-	1.8	-	13.9	10.0	46.7
KE%										14.8		

Tabla XV : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL SALAR DE COIPASA

	AREA			PRECIPITACION			AFLUENTES			EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION		
	Total	Suelo	Salar	Total	Suelo	Salar	Suelo	Total	Suelo	Salar		
Area km2	30170	28065	2105	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Volumen 10 ⁶ m3	-	-	-	8985.0	8475.0	509.0	898.0	8985.0	7578.0	1407.0	-	-
Lamina mm	-	-	-	298.0	302.0	242.0	32.0	298.0	270.0	668.0	-	-
Caudal m3.s-1	-	-	-	285.0	269.0	16.1	28.5	285.0	240.0	44.6	-	-
Caudal l.s-1.km-2	-	-	-	9.4	9.6	7.7	1.01	9.4	8.6	21.2	-	-
KE%										10.6		

Tabla XVI : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL SALAR DE UYUNI

	AREA			PRECIPITACION			AFLUENTES			EVAPOTRANSPIRACION EVAPORACION		
	Total	Suelo	Lago	Total	Suelo	Lago	Suelo	Total	Suelo	Lago		
Area km2	46625	37505	9120	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Volumen 10 ⁶ m3	-	-	-	8851.0	7088.0	1763.0	1388.0	8851.0	5700.0	3151.0	-	-
Lamina mm	-	-	-	190.0	189.0	193.0	37.0	190.0	152.0	346.0	-	-
Caudal m3.s-1	-	-	-	280.0	225.0	55.9	44.0	280.0	180.0	110.0	-	-
Caudal l.s-1.km-2	-	-	-	6.0	5.9	6.1	1.2	6.0	4.7	12.0	-	-
KE%										19.6		

Tabla XVII : BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA: DESAGUADERO, LAGO POOPO, SALARES DE COIPASA Y UYUNI

CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION			EVAPOTRANSPIRACION			ESCURRIMIENTO							
			A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q
			km2	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	m3.s-1	l.s-1.km-2	%	%
DE	Desaguadero	Chuquina	29475	22.0	12188	414	30.2	10651	361	26.2	1537	52.1	48.7	1.7	12.0	27.5
			*389 13.2 12.4 0.4 7													
LP	Lago Poopo		27740	20.7	10272	370	25.5	12198	440	30.0	**1371	55.0	43.4	1.8	13.3	24.5
SU	Salar de Uyuni		46625	34.8	8851	190	22	8851	190	21.8	1388	37.0	44.0	1.2	15.7	24.9
SC	Salar de Coipasa	Huachacalla	30170	22.5	8985	298	22.3	8985	298	22.1	898	32.0	28.5	1.0	10.0	16.1
TOTAL			134010	100.0	40296	301	100.0	40685	304	100.0	5583	177.0	1.3	100.0	-	-
TOTAL												x 5194 38.8 165.0 1.2 12.9				

* Aporte del lago Titicaca al Desaguadero ** Sin aporte del Desaguadero al lago Poopo: +1926 x 10⁶ m x Menos aporte del lago Titicaca

Tabla XVIII : BALANCE HIDRICO LA CUENCA CERRADA DEL ALTIPLANO

CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION			EVAPOTRANSPIRACION			ESCURRIMIENTO			ESCUR. DESAGUADERO			STOCK TITICACA			INFILTRATION TITICACA						
			A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q	QV	QL	Q	q	KE	Q		
			km2	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	%	10 ⁶ m3	mm	m3.s-1	l.s-1.km-2	%	%	10 ⁶ m3	mm	m3.s-1	%	%	10 ⁶ m3	mm	m3.s-1
Lago Titicaca	Desaguadero	57283	29.9	40198	702	49.9	37350	652	47.9	8855	182.0	*281.0	5.8	25.9	59.9	-389	45	12.4	800	92	25.4	1660	191	52.6
Desag. L. Poopo, S. Coipasa-Uyuni Cerrada o endorreica		134010	70.1	40296	301	50.1	40685	304	52.1	5916	46.0	187.4	1.4	15.9	40.1	*389	3	12.4						
Altiplano Total	Cerrada o endorreica	191293	100.0	80494	421	100.0	78034	408	100.0	14771	83.4	468.4	2.6	20.2	100.0			800	4	25.4	1660	9	52.6	

Los caudales mencionados son los aportes fluviales a los lagos y salares

Tabla XIX BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO BERMEJO Y GRANDE DE TARIJA

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION												EVAPOTRANSPIRACION				ESCURRIMIENTO			
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q	IV	TL	IQ			
			km ²	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s ⁻¹	l.s ⁻¹ .km ⁻²	%	%	
8G1	Chamata	Canasmore	227	1.4	189	834	1.1	118	522	1.0	71	312	2.2	9.8	37.4	1.2							
8G2	Alto Guadalquivir	Obrajes	695	4.3	563	810	3.3	391	563	3.4	172	247	5.4	7.8	30.5	3.0							
8G1+2	Alto Guadalquivir	Obrajes	922	5.7	752	816	4.4	509	553	4.4	243	263	7.7	8.3	32.2	4.2							
8G3	Tolomasa	San Jacinto	460	2.9	469	1020	2.7	260	566	2.3	209	454	6.6	14.4	44.5	3.7							
8G4	Santa Ana	La Pintada	562	3.5	358	636	2.1	268	476	2.3	90	160	2.9	5.1	25.1	1.6							
8G5	Camacho	San Nicolás	750	4.7	710	947	5.5	448	597	3.9	263	350	8.3	11.1	36.9	4.6							
8G6	Bajo Guadalquivir	La Angostura	610	3.8	352	577	3.3	273	447	2.4	79	130	2.5	4.1	22.5	1.4							
8G4+5+6	Santa Ana+Guadalquivir	La Angostura	1922	11.9	1420	739	8.2	989	515	8.6	431	224	13.6	7.1	30.3	7.5							
8G1 al 6	Guadalquivir	La Angostura	3304	20.6	2641	799	15.4	1758	532	15.3	883	267	27.9	8.4	33.4	15.4							
8G8	Pajonal	Entre Rios	223	13.9	204	917	1.2	144	645	1.3	60	272	1.9	8.6	29.8	1.0							
8G9	Santa Ana	Entre Rios	296	1.8	270	912	1.6	196	664	1.7	74	248	2.3	7.8	27.2	1.3							
8G8+9	Pajonal+Santa Ana	Entre Rios	519	3.2	474	914	2.8	340	656	2.9	134	258	4.2	8.2	28.3	2.3							
8G10	Salinas	C.Tarija	582	3.6	693	1191	4.0	468	803	4.1	225	387	7.1	12.2	32.5	3.9							
8G8+9+10	Pajonal+Santa Ana	Salinas	1101	6.9	1167	1061	6.8	808	734	7.1	359	327	11.4	10.4	30.8	6.3							
8G7	Tarija Superior	C.Salinas	1307	8.1	1177	900	6.9	849	649	7.4	328	251	10.4	7.9	27.9	5.7							
8G7+10	Salinas+Tarija Sup.	C.Salinas	1889	11.8	1870	990	10.8	1317	697	11.5	553	293	17.5	9.3	29.6	9.7							
8G1 al 7	Salinas+Tarija Sup.		4611	28.7	3818	828	22.2	2607	565	22.8	1211	263	38.4	8.3	31.7	21.2							
8G1 al 10	C.Salinas+Tarija	C.Salinas,Tarija	5711	35.6	4985	873	29.0	3415	598	29.8	1570	275	49.8	8.7	31.5	27.5							
8G11	P.Grande	Tariquia	535	3.3	699	1306	4.0	446	834	3.9	253	471	8.0	14.9	36.1	4.4							
8G1 al 11	P.Grande+Tarija+Salinas	Tariquia	6246	38.9	5684	910	33.1	3861	618	33.7	1823	292	57.8	9.3	32.1	31.9							
8G12	Chiquiaca	C.Tarija	920	5.7	1023	1116	5.9	733	797	6.4	290	319	9.3	10.1	28.6	5.1							
8G14	Tarija	C.Itau	1125	7.0	1401	1246	8.2	953	848	8.3	448	398	14.2	12.6	31.9	7.8							
8G11+14	P.Grande al Tarija	C.Itau	1660	10.3	2100	1265	12.2	1399	844	12.2	701	422	22.2	13.4	33.3	12.2							
8G11+12+14	Tarija	Itau	8291	51.6	8108	978	47.2	5547	669	48.4	2561	309	81.2	9.7	31.6	44.8							
8G13	Itau	C.Tarija	1109	6.9	1115	1005	6.5	846	763	7.4	269	243	8.5	7.7	24.1	4.7							
8G1 al 14	Tarija	C.Tarija+Itau	9400	58.6	9223	981	53.7	6393	680	55.8	2830	301	89.7	9.5	30.7	49.5							
8G15	Grande Tarija	C.Bermejo	1513	9.4	1668	1103	9.7	1229	813	10.7	439	290	13.9	9.2	26.3	7.7							
8G1 al 15	hasta Rio Grande	Junta San Antonio	10912	68.0	10891	998	63.4	7622	699	66.5	3269	300	103.7	9.5	30.0	57.2							
8G16	Drosa	La Manora	829	5.2	835	1008	4.9	550	664	4.8	285	344	9.0	10.9	34.1	4.9							
8G17	Emborozu	Emborozu	187	1.2	338	1811	1.9	174	931	1.5	164	880	5.2	27.9	48.6	2.9							
8G18	Salado	E.Salado	311	1.9	433	1393	2.5	278	893	2.4	155	500	4.9	15.8	35.9	2.7							
8G19	Bermejo	Aguas Blancas	3630	2.3	4470	1231	26.0	2681	739	23.4	1789	493	56.7	15.6	40.0	31.3							
8G16 al 19	Bermejo	Aguas Blancas	4956	30.8	6076	1226	35.4	3683	743	32.1	2393	483	75.9	15.3	39.4	41.9							
8G20	Bermejo	C.Grande	180	1.1	206	1145	1.2	153	849	1.3	53	296	1.7	9.4	25.8	0.9							
8G16 al 20	Bermejo	C.Grande	5136	32.0	6282	1223	36.6	3836	747	33.5	2446	476	77.6	15.1	38.9	42.8							
8G1 al 20	Bermejo y Grande	Juntas San Antonio	16048	100.0	17173	1070	100.0	11458	714	100.0	5715	356	181.2	11.3	33.3	100.0							

* : Caudales Medidos

Tabla XX BALANCE HIDRICO DE LA CUENCA DEL RIO PILCOMAYO

NUMERO	CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION												EVAPOTRANSPIRACION				ESCURRIMIENTO			
				A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q	IV	TL	IQ			
			km ²	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	%	10 ⁶ m ³	mm	m ³ .s ⁻¹	l.s ⁻¹ .km ⁻²	%	%				
P1	Pilcomayo	Talula	6340	6.8	3043	480	6.5	2346	370	5.7	697	110	22.1	3.5	22.9	11.2							
P2	Pilcomayo	Icla	6900	7.4	3450	500	7.3	2870	416	7.0	580	84	18.4	2.7	16.8	9.3							
P1+2	Pilcomayo	Vina Quenada	13240	14.2	6493	490	13.8	5216	394	12.8	1277	96	40.5	3.1	19.6	20.6							
P3	Pilcomayo	Villamontes	25330	27.2	17098	675	36.4	15451	610	37.8	1647	65	52.2	2.1	9.6	26.5							
P1+2+3	Pilcomayo	Villamontes	38570	41.5	23591	612	50.2	20667	536	50.6	2924	76	92.7	2.4	12.4	47.1							
P5	San Juan del Oro	Villa Abecia	21655	23.3	7471	345	15.9	6107	282	14.9	1364	63	43.3	2.0	18.3	21.9							
P6	Tumusia	Villa Abecia	21096	22.7	7805	370	16.6	6645	315	16.3	1160	55	36.8	1.7	14.8	18.7							
P5+6	San Juan del Oro+Tumusia	Chilcara	42751	45.9	15276	357	32.5	12752	298	31.2	2524	59	80.1	1.8	16.5	40.7							
P1+2+3+5+6	Pilcomayo+San Juan+Tumusia	Villamontes	81321	87.5	38867	478	82.6	33419	411	84.3	5448	67	172.8	2.1	14.0	87.8							
P4	Pilcomayo	Mision La Paz	11650	12.5	8155	700	17.3	7398	635	18.1	757	65	24.0	2.1	9.3	68.5							
P1 al 4	Pilcomayo	Mision La Paz	50220	54.0	31746	632	67.5	28065	559	68.8	3681	73	116.7	2.3	11.6	59.3							
TOTAL	Pilcomayo+San Juan+Tumusia	Mision La Paz	92971	100.0	47022	506	100.0	40817	439	100.0	6205	67	196.8	2.1	13.2	100.0							

* Q Caudales Medidos

Tabla XXI : BALANCE DE LA CUENCA DEL RIO DE LA PLATA

CUENCA	ESTACION	AREA	PRECIPITACION												EVAPOTRANSPIRACION				ESCURRIMIENTO				INFILTRACION			
			A	A	PV	PL	P	EV	EL	E	QV	QL	Q	q	KE	Q	IV	TL	IQ							
		km ²	%																							