

SEMINARIO INTERNACIONAL

La Paz, 13 - 16 de Junio 1995

**AGUAS
GLACIARES
Y CAMBIOS CLIMATICOS
EN LOS ANDES TROPICALES**

**CONFERENCIAS
y
POSTERS**

EDITORES: P. RIBSTEIN & B. FRANCOU

ORSTOM - UMSA - SENAMHI - CONAPHI

Nota de los editores

El presente libro corresponde al volumen de actas del seminario sobre "Aguas, Glaciares y Cambios Climáticos", llevado a cabo en La Paz, del 13 al 16 de Junio de 1995. A través de 26 comunicaciones y de 27 posters propuestos al seminario, dicho libro presenta varias investigaciones desarrolladas durante los últimos años en los Andes Tropicales en los campos de la hidrología, hidrogeología, geoquímica, paleoclimatología y glaciología.

Son 4 las instituciones que han iniciado el proyecto de hacer un seminario sobre estos temas : ORSTOM (*l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération*), la Universidad Mayor de San Andrés - UMSA (Instituto de Hidráulica e Hidrología, Instituto de Investigaciones Químicas, Instituto de Investigaciones Geológicas), SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología) y CONAPHI (Comité Nacional para el Programa Hidrológico Internacional UNESCO).

La organización del seminario, como la publicación de este volumen, han sido hechas bajo la responsabilidad de una comisión organizadora compuesta de : J. Argollo (IIG-UMSA), F. Camacho (IHH-UMSA), A. Coudrain-Ribstein (CNRS-ORSTOM), C. Diaz (SENAMHI), B. Francou (ORSTOM-CNRS), Ph. Mourguiart (ORSTOM), J. Quintanilla (IIQ-UMSA), P. Ribstein (ORSTOM) y E. Salas (CONAPHI-MDSMA).

Para realizar el evento y la publicación de las actas, la comisión organizadora recibió apoyo y financiamiento de parte de ORSTOM, de COBEE (Compañía Boliviana de Energía Eléctrica), del *Ministère Français des Affaires Etrangères (Délégations régionales de coopération scientifique et technique, Pays Andins et Cône Sud)*, de la UNESCO (Oficina Regional de Ciencia y Tecnología para América Latina y Caribe) y del CNRS (*Centre National de la Recherche Scientifique, France*).

El presente volumen reúne los textos tal como los editores los han recibido (textos completos, resúmenes, títulos de conferencias). Es un documento de trabajo para los participantes al seminario. Después del seminario, los textos serán revisados por una comisión de publicación, evaluando la calidad científica y la presentación de los trabajos, con el objetivo de publicar un libro de síntesis bajo normas internacionales.

Finalmente, la publicación de este volumen no hubiera sido posible sin la contribución de A. Coudrain-Ribstein, C. González, Ph. Mourguiart y E. Ramirez. Los errores que se hayan podido cometer en el trabajo de edición son involuntarios, por lo que solicitamos su tolerancia y comprensión.

Pierre RIBSTEIN y Bernard FRANCOU
La Paz, mayo 1995

Contenido

Nota de los editores

1 Conferencia general

Geografía y clima de Bolivia *I. Montes de Oca* 3

2 Hidrología y geoquímica de los Andes hasta la Amazonia

Regimen espacial y temporal de las precipitaciones en la cuenca de La Paz
E. Ramirez, J. Mendoza, E. Salas & P. Ribstein 17

Hidrología y fenómeno de olas en la cuenca de Achumani, La Paz *J. Molina,
J. Maranganí, P. Ribstein, J. Bourges, J.L. Guyot & C. Dietze* 29

Les flux de matières dissoutes et particulaires des Andes de Bolivie vers le río Madeira
en Amazonie Brésilienne *J.L. Guyot, J. Quintanilla, J. Cortes & N. Filizola* 39

Andean contributions to the biogeochemistry of the Amazon river system *M.E. McClain,
J.E. Richey & R.L. Victoria* 51

3 Los recursos hídricos de los Andes y del Altiplano

Los eventos ENSO y la variabilidad del clima en los Andes centrales *P. Aceituno*

Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over
the South American continent *K. Rosanski & L. Araguás Araguás* 65

Recursos hídricos en los Andes: Lago Titicaca *J. Taborga & J. Campos* 77

Hidroquímica de las aguas del Altiplano de Bolivia *J. Quintanilla,
A. Coudrain-Ribstein & J. Martinez* 85

La salinité de la ressource en eau souterraine de l'Altiplano Central
A. Coudrain-Ribstein, B. Pratz, J. Quintanilla, G. Zuppi, Cl. Jusserand & D. Cahuaya 97

Isotope hydrology and geochemistry of Northern Chile groundwaters *R. Aravena* 109

Existencia de agua en la 2da región de Chile: interrogantes e hipótesis *P. Pourrut
& Grupo UNIRHI* 119

4 Las largas series climáticas en los Andes

- Andean glacial lakes and climate variability since the last glacial maximum
G.O. Seltzer, D.T. Rodbell & M. Abbott 133
- La última transición glacial/interglacial de los Andes Sud Tropicales (Bolivia)
J. Argollo & M. Servant 145
- The last glacial cycle and palaeolake synchrony in the southern bolivian Altiplano:
Cerro Azanaques case study *J.D. Clayton & C.M. Clapperton* 151
- Evolution paléohydrologique du bassin du lac Titicaca au cours de l'Holocène
Ph. Mourguiart, J. Argollo & D. Wirmann 161
- Holocene environmental changes in the Atacama Altiplano and paleoclimatic
implications *M. Grosjean, C. Ammann, M. Geyh, K. Graf, B. Jenny, K. Kammer,
B. Messerli, H. Schreier, U. Schotterer, A. Schwalb, B. Valero & M. Vuille* 171
- Modern and last glacial maximum snowline in Peru and Bolivia: implications for
regional climatic change *A.G. Klein, B.L. Isacks & A.L. Bloom* 173
- Climatic records of the last 3000 years in ices cores from the Central Andes
(Quelccaya and Huascarán, Peru) *L.G. Thompson*

5 Glaciares tropicales y variabilidad climática

- Variations of Mount Kenya's glaciers in the 20th century *S. Hastenrath* 185
- Estado actual de la glaciación en los Andes de Bolivia y Colombia *E. Jordan* 185
- Variabilité climatique et modélisation hydrologique du Glacier Zongo, Bolivie
P. Ribstein, B. Francou, P. Rigaudière & R. Saravia 187
- Balances glaciares y clima en Bolivia y Perú. Impacto de los eventos ENSO
B. Francou, P. Ribstein, H. Semiond & Oficina de Recursos hídricos 197
- How do tropical glaciers behave ? Some comparisons between tropical and
midlatitude glaciers *G. Kaser* 207
- Retroceso de glaciares en el Perú: consecuencias sobre los recursos hídricos y los
riesgos geodinámicos *C. Portocarrero* 219
- La red de monitoreo glacio-hidrológico de ORSTOM y de sus contrapartes en Bolivia,
Perú y Ecuador: una herramienta para el estudio del recalentamiento global y de sus
consecuencias en los Trópicos *B. Pouyaud, B. Francou & P. Ribstein* 229

6 POSTERS (sesión 1)

Características de la precipitación en los Andes venezolanos <i>M.I. Rojas & R. Andressen</i>	241
ENSO and interannual variability of rainfall in the highlands of Bolivia <i>J. Ronchail</i>	243
Hidrología urbana y periurbana del area metropolitana de Quito: proyecto "SISHILAD" <i>J.L. Perrin, E. Ayabaca, F. Cruz, C. Gutiérrez, R. Hoorelbecke, R. Fournier, J. Ramírez & T. Cantens</i>	245
Hidroquímica de las aguas del Altiplano Central <i>J. Martinez, J. Quintanilla & A. Coudrain-Ribstein</i>	247
Evaluación de la cantidad del desagüe subterráneo en la cuenca Altiplánica <i>R. Pillco</i>	249
Opciones de riego en el Altiplano Central boliviano: Rfo Desaguadero y agua subterránea <i>R.D. Ledezma, P. Ruiz</i>	251
Determinación de aguas salinas en acuíferos mediante exploración geoelectrica en el Altiplano Central <i>A. Jimenez & A. Coudrain-Ribstein</i>	253
Impacto de las características geográficas e hidrológicas sobre la modelación Precipitación - Caudal <i>J. Garfias & C. Andre</i>	255
Observaciones hidrológicas en el Altiplano chileno de la Ila región <i>Grupo UNIRHI (H. Alonso, J. Araya, A. Covarrubias, P. Pourrut, L. Vargas & C. Vera)</i>	257
Previsión de las inundaciones y sequías a diversas escalas de tiempo <i>G. Gomez, E. Cadier & F. Rossel</i>	259
Le régime hydrologique du rio Madeira des Andes boliviennes à l'Amazonie brésilienne <i>M. Molinier, J.L. Guyot, J. Bourges, R. Hoorelbecke, J. Cortes & V. Guimaraes</i>	261
Hidrología forestal de los bosques tropicales, con énfasis en los bosques de la Amazonia andina <i>C. A. Llerena</i>	263
Aplicación de la teledetección en zona de altura <i>S. Moreau, R. Bosseno & N. Zambrana</i>	
A procedure of series segmentation <i>P. Hubert</i>	265
Nuevas herramientas en la ordenación geomorfológica: la dimensión fractal incorporada <i>I. Suarez, B. Vizoso & M. Bezada</i>	267

7 POSTERS (sesión 2)

Las variaciones climáticas del siglo XVIII en los Andes Tropicales del Sur, con especial referencia al ciclo seco de 1780-1810 <i>M. del R. Prieto, P. Dussel & R. Herrera</i>	271
Positions of the brazilian <i>Araucaria</i> forest during the Holocene and paleoclimatic implications <i>M.P. Ledru, H. Behling, M. Fournier, L. Martin & M. Servant</i>	273
Eventos ENSO y episodios lluviosos en el desierto de Atacama: el registro de los últimos dos siglos <i>L. Ortlieb</i>	275
A paleoceanographic record of little ice age and warm medieval interval conditions in Northern Chile? Preliminary data from gravity cores in Bahía Mejillones (23 °S lat.) <i>L. Ortlieb, R. Follegati, O. Zuñiga, R. Escribano, I. Kong, L. Rodriguez, Ph. Mourguiart, L. Martin & M. Fournier</i>	277
Amazonian rainforest paleofires and Titicaca level variations indicators of short dry periods in relation with El Niño-like conditions during the last 7000 years <i>A. Sifeddine, L. Martin, Ph. Mourguiart, F. Soubies, K. Suguio & B. Turcq</i>	279
Evolución cuaternaria del Salar de Uyuni, Altiplano Central, Bolivia <i>F. Risacher & B. Fritz</i>	281
Variaciones recientes de glaciares en Chile y su relación con cambios climáticos <i>G. Casassa, A. Rivera, X. Zamora & F. Escobar</i>	
Balance de masa del Glaciar Echaurren, Chile: 20 años de registro <i>F. Escobar, A. Salazar, V. Pozo & G. Casassa</i>	283
Simulación matemática de la fusión nival y pronóstico de escurrimiento <i>J. A. Maza, L. Fornero & H. Yañez</i>	287
Modern glacier fluctuations in the Huascarán - Chopicalqui massif of Cordillera Blanca, Perú, <i>G. Kaser, Ch. Georges & A. Ames</i>	291
Caracterización climática del Nevado de Santa Isabel y su entorno. Parque nacional de los nevados de la Cordillera Central en Colombia <i>E. Jordan & O. Bermúdez</i>	293
Pronóstico del transporte de sedimentos para cambios en el uso del suelo, cuenca del río Pirai, Bolivia <i>H. Kleeberg, H. Overland, J.L. Montaña & G. Palenque</i>	295
Indice de los autores	297

CONFERENCIA GENERAL

GEOGRAFIA Y CLIMA DE BOLIVIA

I. MONTES DE OCA¹

Resumen - Se describe con detalle las siete unidades fisiográficas en las que se divide el país: Cordillera Occidental o Volcánica, Altiplano, Cordillera Oriental - Central, Subandino, Llanuras, Escudo Brasileño, Serranías Chiquitanas. El clima reinante en Bolivia es muy variado y depende fundamentalmente de la latitud, la altitud, la existencia de elevadas montañas, la presencia de zonas planas y sobre todo de la circulación de los alisios. La distribución de las precipitaciones se explica por el movimiento de las principales masas de aire activas en América del Sur. Las temperaturas se relacionan a tres regiones latitudinales climáticas: Tropical, Subtropical y Templada. Dentro del contexto de la fisionografía y la climatología se remarca el uso que tiene actualmente la tierra en Bolivia, destacándose las tierras con bosques y su potencial productivo y las tierras cultivadas distribuidas en catorce zonas agroecológicas con su extensión y producción, sus riesgos de sequía y heladas. El clima juega un papel preponderante sobre todo en la agricultura de la región andina donde las heladas de origen estático y dinámico causan daños permanentes a las plantas.

Abstract - There are seven physiographic units in which Bolivia is divided: Cordillera Occidental o Volcánica, Altiplano, Cordillera Oriental - Central, Subandino, Llanuras, Escudo Brasileño, Serranías Chiquitanas. The climate in the country has a great variety and depends principally of the latitude, altitude, the high mountains, the flat zones and mainly the circulation of the alisios. The distribution of the precipitations is explained by the movement of the main active air masses in South America, the temperatures are related to three latitudinal climatical regions: Tropical, Subtropical and Templada. Within the physiographic and climatological context the use of the land in Bolivia is remarcated, mainly the forest and its potential production and the cultivated lands are distribute in 14 agroecological zones with their own extention, production, risk of drought and frozen. The climate has an important role in the agriculture of the andean region where frozen with static and dynamic origins cause permanent damage to the plants.

FISIOGRAFIA

Bolivia es un país de gran variedad de paisajes geográficos y de climas. Teniendo en cuenta los factores morfológicos, climatológicos de flora y fauna y la variedad de suelos, el país puede dividirse en dos unidades mayores: la región andina con la cordillera de los Andes que constituye la columna vertebral y el rasgo orográfico más importante del país, con un área de 414.574 km², o sea el 38%, y la parte de los llanos por debajo de la cota 500 que abarca una extensa zona de 664.007 km², o sea el 62% de la superficie.

En estas dos unidades mayores se desarrollan 7 unidades fisiográficas que de Oeste a Este son:

1. Cordillera Occidental o Volcánica
2. Altiplano
3. Cordillera Oriental - Central
4. Subandino

¹ Academia de Ciencias, La Paz, Bolivia

5. Llanuras
6. Escudo Brasileño
7. Serranías Chiquitanas

CORDILLERA

Desde la costa sur del Perú y en dirección hacia Bolivia, se levanta imponente la cordillera de los Andes que se bifurca en dos grandes ramales en el límite fronterizo entre Perú y Bolivia, denominados cordillera Oriental y Occidental.

La cordillera Occidental puede subdividirse en dos unidades menores: los Volcanes y Mesetas del Norte y del Sur del paralelo 21°. Al Norte existen una serie de volcanes aislados y alineados, mientras al Sur los volcanes se juntan con elevadas mesetas, esta vez con mayor anchura y en la provincia de Sud Lpez el macizo volcánico hace desaparecer al Altiplano y se junta con la cordillera Occidental de los Andes en su sector septentrional.

La cordillera Oriental atraviesa todo el país como un enorme stock de rocas que hace una notable inflexión en su centro. Tiene un eje central con rumbo N-NO a S-SE, hasta la serranía de Tapacarf 17°30' y 66°30' de donde tuerce su rumbo hacia el Sur. La espectacularidad de éste macizo tiene una influencia notable en diferentes aspectos, así constituye una barrera difícil de vencer para la comunicación vial entre oeste y este del país. El clima tendrá sus variaciones por este obstáculo. Debido a intensos procesos de erosión, sobre todo glaciárica, fluvio-glacial y fluvial en la cordillera Oriental se formaron valles de diversa profundidad algunos de los cuales son conocidos como yungas.

Los valles, yungas y toda la región comprendida entre los 500 y 3.000 m.s.n.d.m., abarcan un área de 168.320 km², el 15.3 % del territorio nacional, ocupando una parte de los departamentos de La Paz, Potosí y Santa Cruz, y gran parte de los departamentos de Cochabamba, Chuquisaca y Tarija donde se practica la mayor parte de la agricultura.

ALTIPLANO

El Altiplano boliviano es una unidad fisiográfica que se sitúa entre 3.500 y 4.000 m de altura en medio de las cordilleras Occidental y Oriental.

Tradicionalmente se ha considerado altiplano a una serie de llanuras con varias serranías, y cerros aislados y que tiene características de una cuenca cerrada. El Altiplano puede dividirse en una parte subhúmeda y otra árida.

El Altiplano va decreciendo en humedad de Norte a Sur y cambiando en función de la sequedad en lago, laguna y salar. El lago Titicaca con casi 1 gr/l de salinidad constituye un lago de agua dulce y da lugar a una zona subhúmeda. El lago Poopó con 25 gr/l de salinidad con poca agua está prácticamente en el estado de salar y forma una zona semiárida. Concluye el ciclo con los salares de Uyuni y Coipasa que constituyen la zona árida y desértica del Altiplano.

El Altiplano tiene un área de 136.229 km², o sea el 12 % del territorio nacional y abarca gran parte del departamento de La Paz y los departamentos de Oruro y Potosí.

Subandino

Entre la gran cordillera de los Andes y los llanos orientales existe una serranía paralela que puede considerarse como una montaña plegada y cortada transversalmente por ríos sobrepuestos que recibe el nombre de subandino situada a una altura de 1.000 a 2.000 m

Esta unidad fisiográfica se halla formada por serranías paralelas entre sí que coinciden con grandes alineamientos anticlinales. En medio de estos cordones hay valles sinclinales angostos y anchos; los ríos que atraviesan estos valles dan lugar a estrecho cañones.

Llanos

Los llanos constituyen toda la región tropical situada al este de los contrafuertes cordilleranos a alturas menores a 500 m.s.n.d.m., con una extensión de 684.007 km², o sea el 62.3 % del territorio nacional.

Esta amplia llanura está formada por la acumulación de cientos de metros de sedimentos finos. Pozos exploratorios perforados por compañías petroleras en plena llanura al noroeste de Trinidad, encontraron una cubierta cuaternaria suelta de 441 y 812 m.

Tomando en cuenta los factores climatológicos, los llanos se pueden dividir en dos grandes unidades; las llanuras húmedas del Norte o llanos del Beni y las llanuras secas del Sur o llanos del Chaco.

Producto de los desbordes de los ríos Beni y Mamoré se forma una amplia planicie llena de meandros y lagos en media luna, dando lugar a zonas de tierras húmedas y anegadas, con sábanas en las que se destacan algunos lugares altos a manera de islas donde se concentra la vegetación arbórea y donde se establecen las poblaciones ganaderas y agrícolas.

En esta región existen grandes lagos y lagunas rectangulares de fondo plano y paredes verticales de poca altura, con tamaños que varían de 300 m a 18 km de largo. Probablemente sus formas se deben a diaclasas y fracturas de basamento.

En el departamento de Pando existe una zona fisiográfica especial formada por viejas terrazas disectadas, ligeramente más elevadas con relación al resto del área.

Al sur del paralelo 16° se extiende una inmensa llanura con clima seco conocida como el Chaco. El paisaje se caracteriza por una vegetación xerofítica con arbustos raquíuticos y espinosos dando lugar a un bosque ralo y bajo.

El suelo es predominantemente arenoso y poco apto para muchos cultivos. Los ríos no son frecuentes y se infiltran en arenales o bañados.

Escudo brasileño

A lo largo de la frontera con el Brasil, existe una zona con afloramientos de rocas muy antiguas principalmente granitos y basaltos que la erosión ha bisectado formando un peneplano que se lo designa con el nombre de Escudo Brasileño.

Sierras chiquitanas

En el oriente del país y en el territorio de la antigua provincia de Chiquitos, de la época virreinal, existe una zona más elevada que forma la última unidad fisiográfica denominada, sierras chiquitanas. Se trata de cadenas bajas de montañas que forman hileras paralelas. Se destacan en el paisaje los cerros altos de El Portón, Chochis, etc.

CONDICIONES CLIMATICAS EN GENERAL

A pesar de la gran extensión del país, 1.098.581 km² la actividad humana y agrícola se reduce a una superficie reducida debido a la escasa población 6.412.000 habitantes (Censo de 1992) y a las condiciones fisiográficas y climáticas adversas. El clima reinante en Bolivia es muy variado y depende fundamentalmente de la latitud, la altitud, su ubicación entre los trópicos, la existencia de elevadas montañas, la presencia de zonas planas, y sobre todo de la circulación de los alisios. Bolivia es uno de

los pocos países donde existen todos los climas de la zona intertropical y a medida que se asciende se encuentra una gama de climas hasta el clima polar.

Distribución de las precipitaciones

En general se puede indicar, que el país tiene un clima tropical caracterizado por la alternancia de una estación de lluvias en verano, de corta duración, y una larga estación seca coincidente con el otoño, invierno y primavera. Esta alternancia está en relación con el desplazamiento de grandes masas de aire.

Existe un gradiente Norte Sur de precipitaciones. En los llanos del norte las cantidades anuales varían desde 2.000 mm en Pando hasta 600 mm en el Chaco según isoyetas en forma de canal.

En la Cordillera Oriental existen zonas aisladas con lluvias inferiores a 500 mm como en la región de Cochabamba.

En la cuenca del lago Titicaca las isoyetas son globalmente concéntricas al lago, en cuyo centro se observan precipitaciones superiores a 1.000 mm. Esta variación se debe a la gran superficie de aguas libres ligada a un volumen importante a causa de las grandes profundidades que producen una alta evaporación.

El lago Poopo, de superficie más reducida (3.600 km²) se llegó a secar en 1995, no provoca más que un leve aumento de las lluvias (400 mm/año).

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. El sur del altiplano es la zona más seca del país donde a veces no llueve durante todo el año.

En las cimas de la Cordillera Occidental las precipitaciones alcanzan valores de 300 a 500 mm.

También existe un gradiente Oeste Este. Llueve más en el Escudo Brasileño y sobre el primer relieve de los Andes se observan las máximas del país, con más de 6.000 mm por año y llueve menos en el altiplano porque:

- la zona altiplánica está abrigada de los vientos húmedos por la cordillera Oriental, y
- la capacidad higrométrica del aire frío es menor a la del aire caliente.

El cruce de la cordillera por 400 km conduce al desierto chileno y peruano donde la precipitación disminuye rápidamente con menos de 1 mm a lo largo de la costa del océano Pacífico.

Precipitaciones y movimiento de las masas de aire

La distribución de las lluvias se explica por el movimiento de las principales masas de aire activas en América del Sur, y por el rol orográfico de los Andes. La cuenca amazónica es un centro de bajas presiones con respecto a los anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico.

A Bolivia llegan vientos del Este, Oeste y Sur. Hay una circulación de los alisios que son vientos lentos y espesos que vienen cargados de humedad del Este desde el Atlántico y de la Amazonía. Los alisios que circulan en los dos hemisferios se encuentran en la Zona Intertropical de Convergencia ZITC zona de ascensión constante de las masas de aire caliente y húmedo.

En 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 Amazonía boliviana, con una notable inflexión hacia el sur extendiendo ampliamente las bajas presiones tropicales dando lugar a la estación lluviosa.

Los vientos alisios del sector noreste se desvían a lo largo de los Andes según la inflexión sur-sureste de la cadena. Aportan sobre Bolivia la humedad originada en el Atlántico al Norte del Ecuador, ampliada con la evapotranspiración de la foresta y de las zonas inundadas. Estas últimas, solamente en la llanura boliviana, cubren unos 100.000 km² al finalizar la estación lluviosa. Los alisios del sector Sureste contribuyen al aporte de humedad directamente desde el Este y el Sureste.

En el norte del Altiplano, el aire húmedo rebasa periódicamente las cumbres de la Cordillera Oriental, situadas entre 4.500 m y más de 6.400 m, principalmente en la estación lluviosa. Los alisios aportan agua al sistema hidrológico de los lagos Titicaca, Poopo y a los salares, si bien en menor cantidad en la vertiente del Altiplano, que en el flanco oriental amazónico. La convección diurna de esta humedad, tanto en la llanura como en los Andes, es responsable de gran parte de las precipitaciones.

Surazos

En otoño y en invierno llegan desde el sur del Pacífico, masas de aire polar que penetran al continente sudamericano y canalizadas por los Andes, se desplazan hacia el Norte y llegan a Bolivia. Este aire polar, frío y pesado, conocido como surazo, levanta el aire tropical caliente y liviano que hay en el país, generando un frente frío caracterizado por una fuerte nubosidad. El efecto más importante de un surazo, es el descenso de temperatura de un día a otro que puede alcanzar 10 °C en las temperaturas diurnas de Santa Cruz y Tarija y da lugar a lluvias. El efecto térmico de los surazos es fuerte en los llanos hasta Trinidad, y también en el valle de Tarija abierto a las influencias del Sur. La caída térmica es intensa, de corta duración durante el día y más débil en la noche, porque la nubosidad mantiene el calor cerca del suelo.

En Santa Cruz llueve cerca de 8 mm en un 50 % de los casos cuando se produce un surazo. El efecto pluviométrico disminuye hacia el Norte, cerca de 3 mm en un 25 % de los casos en Cobija. En Tarija y Sucre, el aire es demasiado seco en invierno para producir lluvia.

La acción de los surazos es nula en el altiplano, aunque se puede observar alguna relación entre las nevadas pacañas y los surazos en el llano.

En verano, las masas de aire húmedo de origen amazónico, afectan a todo el país y los frentes fríos ligados a los surazos provocan picos de lluvia en todos los lugares, salvo en el altiplano donde las precipitaciones quedan constantes haya o no haya surazo.

La masa de aire pacífico

La vertiente occidental de los Andes está sujeta a condiciones de estabilidad atmosférica más constantes 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 1.000 m es muy elevada, una permanente subsidencia del aire y una inversión en la estratificación térmica de la tropósfera en los 1.300 m, impiden el ascenso del aire húmedo y las precipitaciones.

TEMPERATURAS

Existen tres regiones latitudinales climáticas: tropical, subtropical y templada. Por la latitud, Bolivia debería tener mayormente un clima tropical tal como se presenta en el oriente del país pero la altura hace que se produzcan grandes modificaciones climáticas, así se tiene un clima templado y seco en el altiplano y frío en la cordillera.

En el país, la isoterma de temperatura correspondiente a la división entre la región latitudinal tropical y subtropical se encuentra en el norte del país, variando entre 11 y 12° de latitud sur. Es decir,

que exceptuando unos 51.866 km² (4,7 % del territorio nacional) en el extremo norte. Bolivia no cuenta con áreas verdaderamente tropicales a cualquier elevación sobre el nivel del mar.

La región subtropical, 560.747 km² (51 %), se encuentra entre los 12° de latitud norte y los 16° a 18° sur; mientras que la región templada, 485.968 km² (44,3 %), llega en su extremo norte en la frontera con Brasil, a los 15°40' de latitud, desde donde baja hasta los 18° al sureste de Santa Cruz y hasta poco menos de 19° al sur de Oruro.

La división entre la región subtropical y la templada, no se basa en la temperatura media anual, sino que coincide con el límite de la presencia de escarcha o temperaturas típicamente bajas durante algún tiempo del año.

Variaciones estacionales de las temperaturas

Las temperaturas medias más bajas tienen lugar en julio, en pleno invierno, mientras que las más elevadas se sitúan de diciembre a marzo. La temperatura máxima ocurre en octubre o noviembre, cuando la nubosidad es menos intensa que en pleno verano cuando se produce la máxima precipitación. La temperatura mínima es en el invierno, al fin de la noche y poco depende de la duración de las horas de sol. Las mayores temperaturas medias anuales se sitúan al centro de los Llanos, con valores que sobrepasan ligeramente los 27 °C.

Al pie de la Cordillera Oriental de los Andes, la temperatura es de 20 °C, y decrece con la altura hasta alcanzar 0 °C hacia los 5.100 m.

En el Altiplano, las temperaturas medias anuales están comprendidas entre 7 y 10 °C. En los alrededores del lago, las mismas son superiores a los 8 °C. El lago atempera el clima, pero no parece ocasionar en su perímetro una elevación de la temperatura media anual mayor a 2 °C. Aunque el lago Titicaca tiene un tamaño suficiente como para ejercer una influencia moderada en la temperatura de las tierras aledañas, sin embargo, una estación meteorológica situada en Tiquina registró solamente 10 meses sin temperaturas de congelamiento durante un período de 4 años. Las irregularidades de las lluvias y de las temperaturas de congelamiento, aún alrededor del lago Titicaca, se dice que son las culpables de la pérdida casi total de las cosechas en un promedio de una cada cinco años. El aire ténue del altiplano produce una variedad inusual de fenómenos donde el paisaje aparece con una claridad, color y luminosidad intensas. Muchos autores, frecuentemente llaman la atención a la estimulante cualidad de este efecto visual y de la respuesta física a la luz del sol, el frío y la delgada capa atmosférica. Algunos sugieren que la habilidad de supervivencia de la población indígena, a través de los siglos de duro trabajo y mala nutrición, puede ser atribuida a esta helioterapia natural. Las mismas condiciones naturales, por otro lado, tienen consecuencias menos deseables, por ejemplo, la delgada capa de aire puede dar lugar al mal de altura, (sorojchi) y a severas quemaduras que resultan de cortas exposiciones de la piel a los rayos ultravioletas del sol. Además, como consecuencia de la delgada capa atmosférica, el agua hierve a una menor temperatura.

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, es de 0,46 °C por cada 100 m. Sin embargo, para la zona comprendida entre 3.800 y 4.000 m, la relación entre temperatura y altitud muestran una gran dispersión debido a los efectos de exposición de abrigo y de distancia al lago.

Uso actual de la tierra

Dentro del contexto de la fisiografía y climatología es necesario remarcar el uso que tiene actualmente la tierra en Bolivia en función de estos parámetros. Sin necesidad de entrar en detalles se muestra el Nivel I de Información que representa una clasificación jerárquica de los grandes paisajes del país en ocho categorías.

Nivel I.	Superficie en km ²	Porcentaje
1. Tierras con pastos y/o arbustos	338.307	30,81%
2. Tierras con bosques	564.684	51,40%
3. Tierras cultivadas	28.794	2,62%
4. Tierras húmedas y/o anegadas	24.201	2,20%
5. Cuerpos de agua	14.197	1,29%
6. Tierras eriales	126.101	11,47%
7. Nieve y hielos permanentes	2.148	0,20%
8. Rasgos culturales	149	0,10%
Total	1.098.581	100.00%

DEFINICION DE LAS CATEGORIAS DE INFORMACION

Tierras con pastos y/o arbustos - Areas naturales e influenciadas por el hombre, donde predominan gramíneas, especies herbáceas, forrajeras y/o arbustos. Constituyen zonas que pueden habilitarse en el futuro, para tierras cultivadas.

Tierras con bosques - Bosques naturales y/o artificiales, que proporcionan productos forestales y cumplen funciones intangibles para la conservación, investigación y protección del medio ambiente. Los bosques naturales constituyen uno de los recursos más valiosos del país tanto por su enorme contenido de biomasa. como por su carácter renovable. Existen alrededor de 57 millones de hectáreas de bosques naturales, en su gran mayoría en estado primario, que equivale a un 51 % del territorio nacional. De este total, alrededor de 46 millones de hectáreas, un 42 % del país, son bosques húmedos, muy húmedos y pluviales. Los aproximadamente 29 millones de hectáreas de estos bosques húmedos ubicados en tierras de baja y mediana altitud, tienen un elevado potencial productivo, siempre que sean manejados técnicamente para rendimiento sostenido de maderas y otros productos forestales.

Tierras cultivadas - Areas empleadas en agricultura, incluyen cultivos, plantaciones, huertas, tierras en descanso y/o barbecho.

Tierras húmedas y/o anegadas - Comprenden áreas húmedas y/o anegadas, cubiertas por agua temporal o permanente, con diferencias de drenaje, generalmente con vegetación hidrofítica (curiches, bañados y bajios).

Cuerpos de agua - Cuerpos de agua naturales o artificiales incluyen lagos, lagunas, ríos y reservorios,.

Tierras eriales - Tierras muy limitadas o inaptas para la agricultura, cubiertas algunas veces con pocas especies vegetales nativas. Se destacan: Salares, Tierras salinas, Depósitos arenosos, Afloramiento rocosos, Mal país (bas lands).

Nieve y hielo permanentes - Acumulaciones de nieve en la alta montaña que por temperatura y presión se transforman en hielo permanente.

Rasgos culturales - Corresponden a todas las manifestaciones constituidas por la actividad humana. Ciudad, Pueblo, Aldea.

TIERRAS CULTIVADAS EN EL PAIS

La información sobre superficie cultivada en el país no es muy precisa. El Programa Satélite Tecnológico de Recursos Naturales ERTS Bolivia, publicó un excelente trabajo titulado Mapa de Cobertura y Uso Actual de la Tierra donde establece que las "Tierras Cultivadas" alcanzan a 28.794 km². Las estadísticas de la Secretaría de Agricultura establecen alrededor de 14.000 km² la frontera agrícola del país.

En el cuadro N° 1 se muestran las extensiones geográficas de cada una de las 14 regiones agroecológicas, la superficie cultivada real y su producción.

Cuadro No. 1	Superficie Cultivada en Bolivia		
	Superficie	Sup. Cultivada	Producción
Altiplano Norte	13600 km ²	700 km ²	200000 TM
Altiplano Central	91079 km ²	1650 km ²	450000 TM
Altiplano Sud	73983 km ²	200 km ²	15000 TM
Valles Cerrados	21970 km ²	650 km ²	225000 TM
Valles del Norte	46351 km ²	1900 km ²	715000 TM
Valles Centrales	35275 km ²	1700 km ²	380000 TM
Valles del Sud	44041 km ²	1400 km ²	380000 TM
Yungas del Norte	29565 km ²	900 km ²	390000 TM
Yungas del Sud	21445 km ²	300 km ²	350000 TM
Llanos de Santa Cruz	33421 km ²	2700 km ²	2400000 TM
Llanos del Chaco	122445 km ²	900 km ²	225000 TM
Escudo Chiquitano	238100 km ²	300 km ²	120000 TM
Llanos de Cobija (Amazonía)	12070 km ²	300 km ²	180000 TM
Pampas de Moxos	<u>206836 km²</u>	<u>400 km²</u>	<u>290000 TM</u>
Total	1098581 km²	14000 km²	6320000 TM

Sobre la superficie total del país de 1.098.581 km², sólo el 1,27% o sea 14.000 km² están cultivados.

En el Cuadro No. 2 se dan las características climáticas de las 14 zonas agroecológicas.

En la actualidad existen dos patrones socio-económicos fundamentales. Por un lado existen las unidades agrícolas comerciales establecidas en el oriente del país que se caracterizan por la utilización de técnicas modernas y permiten un aumento de bienes agrícolas para el consumo de la población, aunque su orientación principal es hacia el mercado exterior.

En el oriente del país se cultivan 4.600 km², es decir el 32,8% de todo el país con una producción de 3.215.000 TM el 51 %. La producción agrícola de esta zona ha avanzado rápidamente en la última década y tiene todas las condiciones como para convertirse en líder de todo el país ya que puede producir tubérculos, cereales, forrajes, frutas, industriales, etc.

De otro lado está el sistema minifundista de producción en el occidente. Este tipo de estructura absorbe a la mayoría de la población rural del país y se encuentra insertado principalmente en el altiplano, valles y yungas.

Constituye el nudo gordiano de la vida rural, porque se encuentra en creciente crisis hasta alcanzar niveles de extrema pobreza, tanto en términos de su estructura de tenencia parcelaria de la tierra como por su incipiente desarrollo tecnológico, inadecuados flujos comerciales y distorsión de

sus relaciones socio-culturales que consolidan su irracional funcionamiento, baja productividad de la mano de obra, con un amplio margen de sub-empleo y bajo rendimiento agrícola.

Si se analizan las cifras de superficie cultivada y producción de la región occidental del país donde se practica la agricultura tradicional, se tiene que el Altiplano (Norte - Central - Sud), los Valles (Cerrados - del Norte - Centrales - del Sud) y los Yungas (Norte y Sud) comprende un 67% de toda la superficie cultivada, es decir unos 9.400 km². La producción que alcanza unos 3.105.000 TM, abastece para la alimentación de toda la población occidental.

Se destaca la importancia de los Valles donde la superficie cultivada alcanza a 5.620 km², es decir el 40.4% de todo el país, con una producción de 1.700.000 TM y dentro de éstos, los Valles del Norte ocupan el primer lugar con perspectivas de seguir avanzando.

El Altiplano con sus limitaciones climatológicas, sólo tiene una superficie cultivada de 2.550 km², es decir el 18.2% del total y una producción de 665.000 TM. Sus perspectivas al futuro son de transformarse en una zona pecuaria ya que existen posibilidades de aprovechar su vocación ganadera principalmente en el Altiplano Norte y Central.

Los Yungas del Norte, seguirán siendo un abastecedor de frutas y estimulantes.

Los Yungas del Sud, Chapare, confrontan una problemática de productor de coca con fines ilícitos y mientras no cambie esta perspectiva, es difícil predecir su comportamiento futuro.

AGROCLIMATOLOGIA DE LA REGION ANDINA

Para finalizar esta visión panorámica del país, se harán algunas consideraciones sobre la influencia del clima en la agricultura de la región andina.

El clima juega un papel preponderante en la agricultura. La radiación y la luz, la temperatura del aire y la disponibilidad de agua constituyen las principales exigencias de las plantas para su crecimiento y desarrollo.

Si la lluvia anual constituye un dato importante, su distribución a lo largo del año, para garantizar un suministro adecuado durante el ciclo evolutivo de la planta, resulta absolutamente fundamental.

Las temperaturas del aire y el suelo varían como resultado de las diferencias de radiación solar recibidas durante las distintas estaciones del año. La aparición de escarcha entre altitudes de 2.500 a 3.800 m durante buena parte del año, limita el ciclo de crecimiento de las plantas a los períodos de ausencia de dicho fenómeno, este período se reduce aún más al aumentar la latitud.

Por otra parte la falta de lluvia durante el invierno representa probablemente un factor limitativo de por lo menos igual importancia.

En las montañas bolivianas la distribución monomodal de la lluvia, caracterizada por la única estación lluviosa, limita la posibilidad de las faenas agrícolas a una sola estación.

En general, la disponibilidad de agua constituye una de las principales limitaciones para la producción agrícola en las montañas andinas situadas por encima de 2.000 metros.

La importancia de la radiación solar en agricultura es fundamental y merece ser considerada como el primordial factor climatológico por los motivos siguientes:

-La cantidad de radiación solar recibida rige los procesos fundamentales que intervienen en la elaboración de materia orgánica mediante la fotosíntesis.

-La cantidad de radiación recibida en cualquier punto de la superficie terrestre y los subsiguientes intercambios de radiación entre la tierra y la atmósfera condicionan la temperatura local y las variaciones estacionales y anuales de esta temperatura, regulando de este modo la distribución de los cultivos y también en gran medida la distribución de la población animal.

Duración del día

En Bolivia meridional existe una diferencia de más de dos horas en la longitud de los días entre el verano y el invierno, la cual es suficiente para originar diferencias de comportamiento en relación al desarrollo de determinadas especies de cultivo.

Heladas en las montañas andinas

La temperatura de congelación, especialmente si se prolonga en el tiempo, constituye uno de los principales factores limitativos de la agricultura en las montañas andinas, ya que reduce drásticamente la duración del ciclo vegetativo de los cultivos anuales así como su número por encima de determinada altitud crítica que para Bolivia puede estimarse aproximadamente en 2.500 metros.

El altiplano que constituye una amplia zona propia para la agricultura de gran altitud, experimenta graves problemas de heladas. La posición geográfica de esta zona, origina también marcadas diferencias estacionales que se reflejan en amplias fluctuaciones de temperatura entre el verano y el invierno.

Origen de las heladas

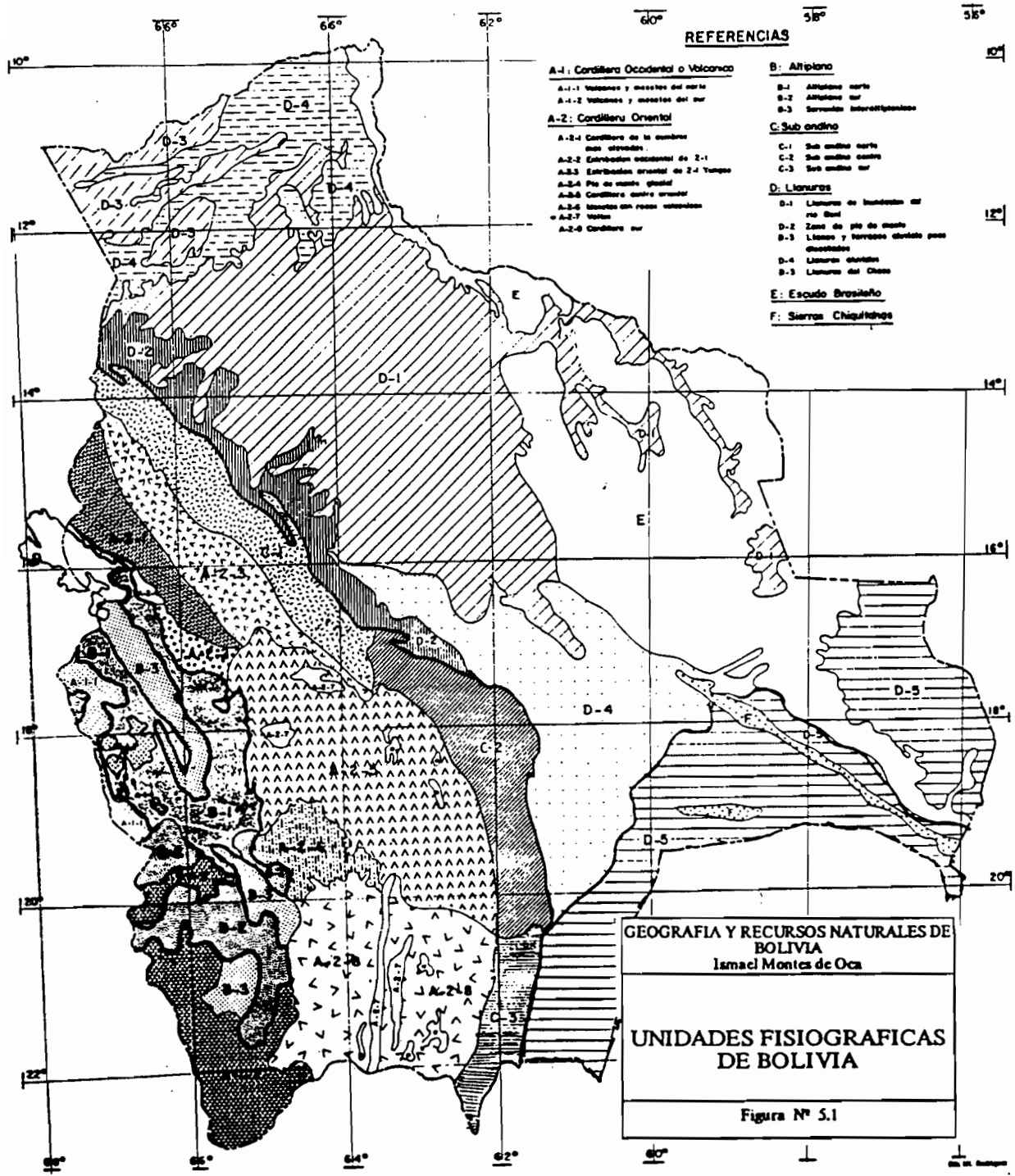
En las zonas montañosas se reconocen dos tipos de heladas: las de origen estático y las de origen dinámico. Las primeras tienen su origen en el enfriamiento nocturno de la superficie de radiación de la tierra, favorecido por el cielo despejado y el aire en calma, que dan como resultado elevados valores de radiación efectiva. En estas condiciones, la temperatura de la tierra se enfría y absorbe calorías del aire circundante, lo que motiva la aparición sobre el terreno de un estrato de aire de poco espesor con una temperatura por debajo de 0 °C y a dicho estrato se le superpone una capa de aire cálido. Estas heladas reciben el nombre de heladas blancas. Las heladas de origen dinámico se deben al descenso de temperatura que resulta de la invasión de masas de aire frío que dependen del movimiento de los frentes polares sobre la región que se estudia. Esta invasión de las masas de aire polar, durante el invierno austral, resulta posible debido a la recesión hacia el norte de la zona de convergencia inter tropical y a la penetración de los frentes de aire polar en el interior del cinturón tropical. Contrariamente a las heladas blancas, las heladas dinámicas causan fuertes descensos de temperatura muy por debajo de 0 °C, lo cual constituye un obstáculo definitivo para la agricultura. Los daños experimentados por los cultivos son de carácter mecánico y se deben a la destrucción de los tejidos internos de las plantas causada por la dilatación de cada una de las células al congelarse el agua que contiene. El riesgo de las heladas a grandes altitudes persiste durante gran parte del año, siendo las más peligrosas, desde luego, las que se producen al iniciarse la época de crecimiento en la que las plantas todavía son pequeñas y susceptibles de permanecer completamente dentro de la delgada capa de aire frío que llega hasta pocos decímetros por encima del suelo. Estos períodos de heladas es muy probable que se hallen al principio y al final de la estación de crecimiento. Se deduce que a 3000 m de altitud la duración de la estación libre de heladas es sólo de unos 5 meses.

BIBLIOGRAFIA

- Montes de Oca, I. (1989). Geografía y Recursos Naturales de Bolivia/ La Paz, 574 p.
- Roche, M.A. (1993). El Clima en Bolivia, en Seminario PHICAB/ La Paz, 198 p.
- Montes de Oca, I. (1992). Sistemas de Riego y Agricultura en Bolivia/ La Paz, 236 p.
- Ronchail, J. (1985). Situations météorologiques et variations climatologiques en Bolivie. Publ. PHICAB 60 p.
- Frère, M. Rijks, J.Q. y Rea J. (1975). Estudio Agroclimático de la Zona Andina FAO, Roma 325 p.

Características climáticas de las tierras cultivadas

	A	B	C			D	E
1	Zonas Agropecuarias	Precipitación	Temperatura			Riesgos de Sequía	Riesgos de Helada
2		Media Anual	Media	Máx.	Mínima		
3		mm/año					
4	Altiplano Norte	600 - 900	15 a 16	23	-5	1 en cada 10 años	4 en cada 10 años
5	Altiplano Central	350 - 400	14 a 16	21	-6; -16	2 en cada 4 años	2 en cada 4 años
6	Altiplano Sud	200 - 300	13	20	-5; -23	2 en cada 4 años	1 en cada 2 años
7	Valles Cerrados	700 - 850	26	32	2; -2	2 en cada 5 años	1 en cada 15 años
8	Valles del Norte	500 - 700	28	33	2; -4	1 en cada 3 años	1 en cada 15 años
9	Valles Centrales	650 - 750	22	27	4; -1	1 en cada 3 años	
10	Valles del Sud	700 - 900	28	36	2; -6	1 en cada 5 años	
11	Yungas del Norte	1.100 - 1.500	28	35	4; 1	1 en cada 5 años	
12	Yungas del Sud	3.000 -	30	36	14; -4		
13	Llanos de Santa Cruz	1.100 - 1.300	30	37	14; 4	1 en cada 10 años	Inundaciones 1 c/4
14	Llanos del Chaco	700 - 900	32	45	5	1 en cada 3 años	
15	Chiquitanía	1.200 -	30	36	14		Inundaciones 1 c/10
16	Amazonía	1.800 -	30	36	14		Inundaciones 3 c/10
17	Pampas de Moxos	1.500 -	30	36	14		Inundaciones 3/10



**HIDROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LOS ANDES
HASTA LA AMAZONIA**

REGIMEN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES EN LA CUENCA DE LA PAZ

E. RAMIREZ¹, J. MENDOZA², E. SALAS³, P. RIBSTEIN⁴

Resumen - El presente artículo está dedicado a la presentación de estudios y análisis realizados en la cuenca de La Paz, sobre el régimen temporal y espacial de precipitaciones. El trabajo incluye el análisis de series históricas (como la del pluviógrafo de San Calixto, nunca antes tratadas a nivel de discretización horaria) a diferentes grados de discretización temporal, que van desde el nivel anual, pasando por el estacional, mensual, diario hasta el de régimen horario de precipitaciones extremas. El análisis da lugar a la determinación de curvas intensidad - duración - frecuencia de precipitación y calcula valores de coeficientes de discretización de precipitaciones diarias para transformarlas en horarias. El artículo en su segunda parte presenta un análisis del movimiento de masas de aire húmedo a nivel regional y presenta la investigación realizada sobre un grupo selecto de tormentas registradas en la cuenca, a fin de establecer tendencias de la variabilidad espacial de la precipitación en La Paz. El estudio da lugar a conclusiones sobre la disposición de los grandes eventos de precipitación sobre la microregión de la cuenca citada.

INTRODUCCION

La cuenca del río La Paz (figura 1) forma parte como sub-cuenca de la cuenca amazónica y es de tipo exorréica.

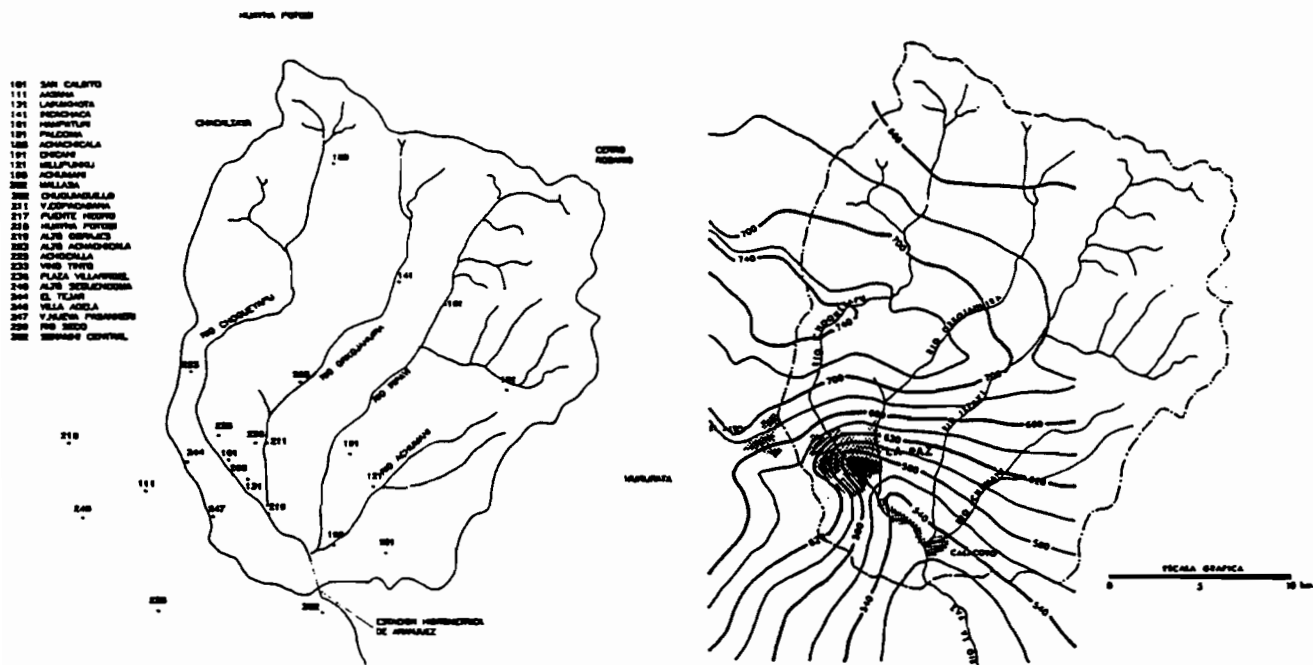


Figura 1 : la cuenca del río La Paz, código de estaciones e isohietas (periodo 1985-1991)

- 1 IHH, CP 699, La Paz, Bolivia
- 2 SENAMHI, La Paz, Bolivia.
- 3 MDSMA, La Paz, Bolivia.
- 4 ORSTOM, La Paz, Bolivia.

Se encuentra ubicada al N.E. del Altiplano, al pie de la cordillera Oriental, extendiéndose sobre una superficie de 508 km², hasta el punto de control ubicado en Aranjuez, con una estación hidrométrica (Ahenke, 1992). Los principales ríos que drenan la cuenca son: el río Choqueyapu, el río Orkojahuirá, el río Irpavi y el río Achumani. Topográficamente el valle de la cuenca del río La Paz presenta una orientación Norte-Sur, separada por cordones montañosos, alcanzando en su parte más elevada los 5400 m.s.n.m., cerca al nevado de Chacaltaya, y en su parte más baja a la salida en Aranjuez los 3175 m.s.n.m. El río principal de la misma es el Choqueyapu, que nace en las faldas del nevado Chacaltaya con el nombre de río Kaluyo; este río tiene una longitud aproximada de 35 Km. hasta la estación hidrométrica de Aranjuez, dando lugar a que la cuenca tenga una pendiente promedio de 7 % que caracteriza la predominancia de una topografía de cabecera de valle.

VARIABILIDAD TEMPORAL DE LA PRECIPITACION

Para estudiar la variabilidad temporal de la precipitación en la cuenca del río La Paz, se emplea la información de la estación del Observatorio de San Calixto, la cual cuenta con información meteorológica desde principios de siglo. El estudio se realizó a diferentes niveles, desde el anual hasta el horario.

Nivel anual y mensual (estación de San Calixto).- Se considera el año hidrológico de octubre a septiembre. El Cuadro 1 muestra los valores de los principales estadígrafos calculados para la serie de valores de precipitación total anual, observados en la estación de San Calixto para el período 1920-1994.

Cuadro 1 : Estadígrafos para la serie anual de San Calixto (período 1920 - 1994)

ESTADIGRAFO	NOTACION	VALOR	
Número de datos	n	70	
Media Aritmética	x	571	[mm]
Mediana	m _e	579	[mm]
Moda	m _o	527	[mm]
Desviación Standard	s	95	[mm]
Valor Mínimo	x _{min} (año:1939/40)	319	[mm]
Valor Máximo	x _{max} (año:1929/30)	793	[mm]
Sesgo	μ ₃	-0.103	
Coef. de variación	cv	17 %	

La media aritmética, la mediana y la moda tienen la siguiente relación entre ellos: m_o < x < m_e que es característico en distribuciones asimétricas. El sesgo es negativo y pequeño lo que indica que existe un ligero sesgo a la izquierda.

La figura 2 muestra la acentuada variabilidad de la precipitación anual en San Calixto entre 1920 y 1994. La línea horizontal del medio corresponde al valor de la precipitación media 571 [mm], las otras líneas corresponden a los valores de la precipitación media más y menos la desviación standard s.

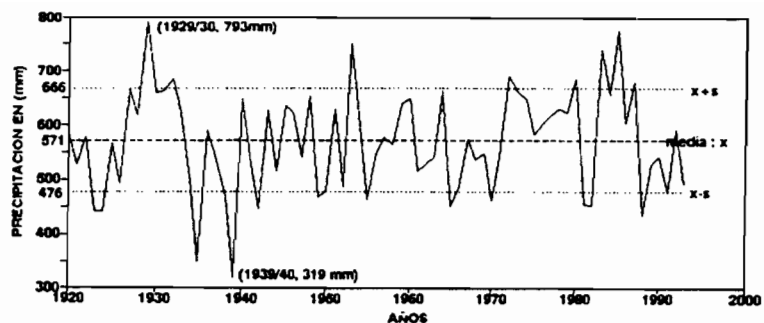


Figura 2 : Precipitación anual vs. tiempo - San Calixto (período 1920-1994)

La figura 3 muestra, para cuatro estaciones de la cuenca, la distribución mensual de la lluvia, durante el año hidrológico promedio. Las estaciones de AASANA y de Chuquiaguillo se encuentran en la parte alta de la cuenca alrededor de los 4000 m.s.n.m., la estación de San Calixto se encuentra en la parte central de la cuenca a una altitud de 3655 m.s.n.m. y la estación de Mallasa se encuentra en la parte baja de la cuenca a 3280 m.s.n.m. En cada una de las estaciones se puede ver que el mes de Enero es el más lluvioso y los meses de Junio y Julio los más secos. La época de lluvias empieza en octubre y la época seca en Abril; dentro de la época de lluvias los meses de Diciembre, Enero, Febrero y Marzo son los más lluviosos aportando en promedio alrededor del 67 % de la precipitación total anual. En la época seca los meses de Mayo, Junio, Julio y Agosto son los más secos aportando en promedio alrededor del 8 % de la precipitación total anual.

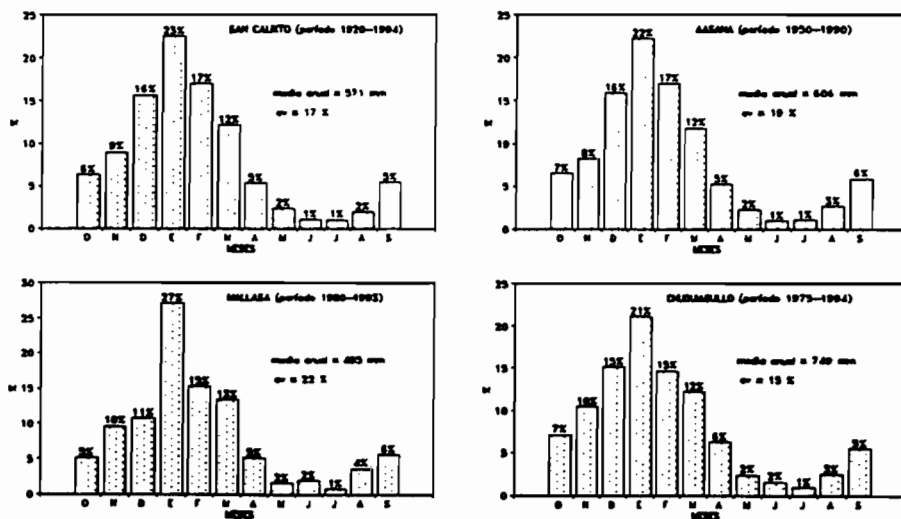


Figura 3 : Distribucion mensual de la lluvia en San Calixto (período 1920-1994)

La figura 1 muestra las isoyetas medias anuales para el período 1985-1991 cada 20 mm de lluvia. La distribución espacial a nivel anual presenta un crecimiento gradual de la precipitación en el sentido sur-norte.

Nivel diario (estación de San Calixto).- La figura 4 (a) muestra, en promedio, el número de días de lluvia por mes para el período 1920-1994. La gráfica es característica del régimen estacional que presenta la cuenca, siendo el mes de Enero, en promedio, el mes con mayor número de días de lluvia y los meses de Junio y Julio con menor número de días con lluvia.

La figura 4 (b) muestra la frecuencia con la que se presentan las precipitaciones máximas diarias en cada mes. El mes de Enero, que presenta un 35 % de frecuencia, es el mes en

el que se han producido la mayor cantidad de precipitaciones máximas. En cambio, en los meses de Mayo, Junio, Julio y Octubre no se ha registrado ni una precipitación máxima diaria. La máxima precipitación diaria durante todo el período de estudio en la estación de San Calixto, se ha producido el 28 de Diciembre de 1976 con 50.1 mm.

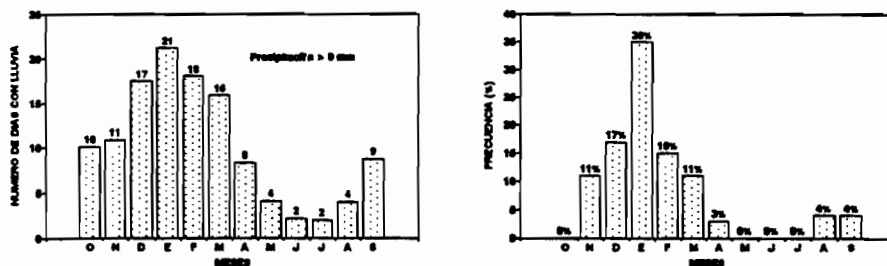


Figura 4 : a) Número de días de lluvia y b) Frecuencia con la que se presentan las precipitaciones diarias máximas anuales en cada mes en San Calixto (período 1920-1994)

Tras realizar el test de ajuste probabilístico a cuatro funciones de probabilidades, se escogió la ley de Gumbel (Benjamin y Cornell, 1981) para el ajuste de la serie de precipitaciones diarias máximas anuales a una función de probabilidades. El cuadro 2 muestra algunos valores de precipitación máxima diaria, calculados empleando el modelo probabilístico adoptado, para diferentes períodos de retorno. La figura 5 muestra las distribuciones acumuladas en forma empírica y calculadas empleando la ley de Gumbel (Chow et al, 1988).

Cuadro 2 : Valores de precipitación máxima diaria para diferentes periodos de retorno - San Calixto

$x_{10} = 39.9$ (mm)	$x_{75} = 51.8$ (mm)
$x_{25} = 45.4$ (mm)	$x_{100} = 53.4$ (mm)
$x_{50} = 49.4$ (mm)	$x_{500} = 63.0$ (mm)

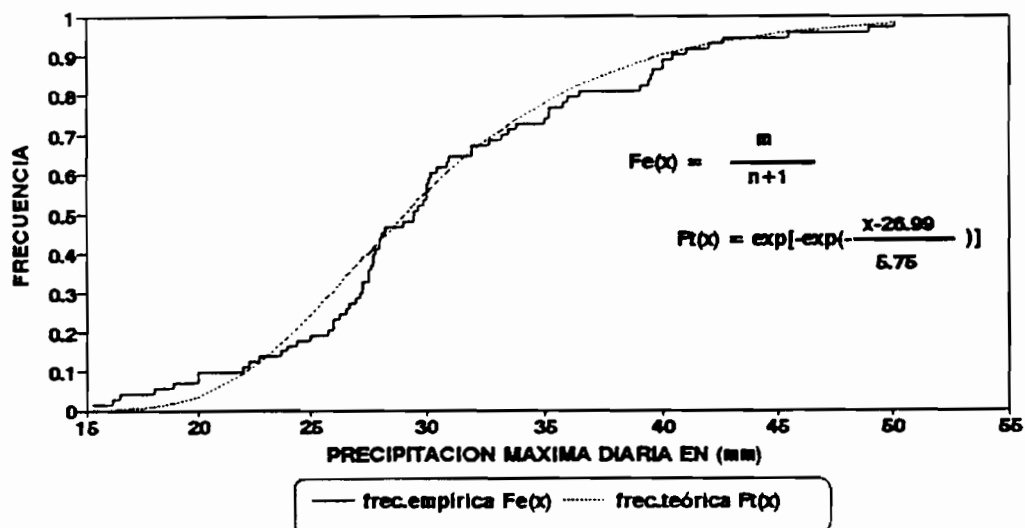


Figura 5 : frecuencias acumuladas empírica y estimada mediante la ley de Gumbel para las precipitaciones máximas diarias - San Calixto (período 1920-1991)

Nivel horario (estación de San Calixto).- En esta sección se presenta la expresión (índice de discretización horaria), deducida para la información pluviográfica de la estación de San Calixto,

que relaciona la precipitación para una duración cualquiera P_d con la precipitación del pluviómetro (precipitación de 24 horas) P_{24} . El análisis y selección de cerca a 150 tormentas registradas por el pluviógrafo de San Calixto en el período 1960-1991 (Mendoza, 1994), ha permitido obtener una función que relaciona el índice de discretización horaria P_d/P_{24} con el período de retorno T y la duración d . La mencionada función permite, estimar las máximas precipitaciones para duraciones menores a la de 24 horas, a partir del dato diario de precipitación. Si bien la función ha sido desarrollada con la información pluviográfica de la estación de San Calixto, puede ser utilizada para discretizar precipitaciones diarias en otras estaciones de la cuenca. La figura 6 muestra las curvas obtenidas a partir de la referida función, para diferentes períodos de retorno. En ella se muestra así mismo la función resultante del análisis realizado.

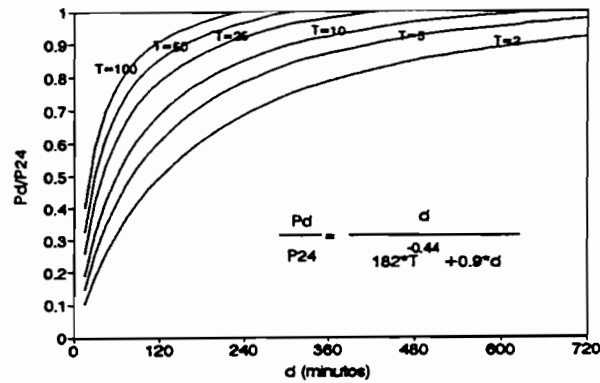


Figura 6 : curvas P_d/P_{24} vs. duración d para diferentes períodos de retorno - San Calixto

Con la información pluviográfica de la estación de San Calixto, para el período 1960-1991, se determinaron las curvas de intensidad, duración y frecuencia IDF, expresadas a través de la siguiente ecuación (Mendoza, 1994):

$$i = (101.261 * T^{0.338}) / (d^{0.629})$$

donde: i intensidad en (mm/h), T período de retorno en (años), d duración en (minutos)

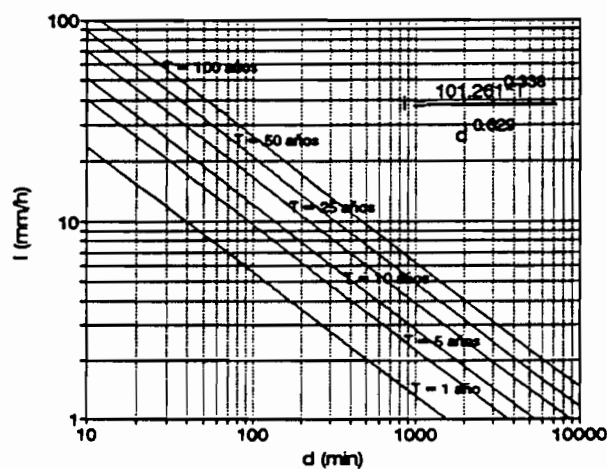


Figura 7 : Curvas intensidad - duración- frecuencia, San Calixto (período 1960-1991)

VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA PRECIPITACION

Metodología.- El estudio comienza con la recolección de la información que está basada principalmente en la base de datos pluviométricos y pluviográficos creada mediante el paquete PLUVIOM de la ORSTOM; sin embargo esta información se complementa con las observaciones de superficie registradas en las estaciones de AASANA-El Alto, San Calixto y Central La Paz. Una otra información importante es la relacionada a los mapas sinópticos que se generan diariamente en la estación de AASANA utilizada principalmente para la navegación aérea.

Si bien en la cuenca de La Paz existen alrededor de una treintena de estaciones de medición, algunas de ellas fueron clausuradas y un considerable número se encuentran densificadas en el valle del río Choqueyapu. Con la información existente, el primer paso dentro del procesamiento de la información consistió en la selección de eventos extremos, mayores a los 30 mm de precipitación en unas de las estaciones existentes. En los eventos seleccionados, si bien la estación de referencia tiene un valor mayor o igual a 30 mm, existen otras estaciones dentro de la cuenca que durante el mismo evento tienen valores de precipitación menores a los 30 mm. El siguiente paso consiste en completar para cada evento, los valores de precipitación del resto de las estaciones. Los registros que se utilizan para esta clasificación son los de pluviometría, ya que los registros pluviográficos son muy escasos puesto que las estaciones de este tipo son de un número muy reducido y con un corto período de observación salvo la estación de San Calixto.

Un evento extremo implica el analizar precipitaciones de magnitud apreciable que se presentan en toda o casi toda la cuenca, mediante lo cual, es mucho más fácil catalogar las distribuciones espaciales de la misma. Por otra parte, el poder interpretar el funcionamiento de los eventos extremos permite tener mejores criterios de diseño de obras civiles principalmente las de seguridad que se encuentran en cuenca.

Del total de eventos seleccionados, se realiza una depuración de eventos dejando solamente aquellos que cuentan con una buena cantidad de estaciones. A partir de este punto se procede complementar con la mayor información posible (mapas sinópticos, registros de superficie, etc) centrando la atención solamente sobre los eventos seleccionados con cuyos elementos se procede a realizar los análisis estadísticos y la interpretación de los mismos.

Movimiento de las masas de aire húmedo.- Se han realizado interesantes estudios relacionados a las masas de aire que circulan por el territorio boliviano principalmente en el oriente (Ronchail, 1986) pero poco se ha estudiado aún sobre las masas de aire húmedo que se presentan en el Altiplano especialmente en la cuenca del río La Paz. Sin embargo, de estos estudios se ha utilizado el mismo tipo de clasificaciones de las situaciones meteorológicas a nivel continental que afectan a Bolivia. La clasificación se basa primordialmente en la distribución y forma de las zonas de baja presión y las de alta (anticiclones) que se producen en la atmósfera sobre el territorio boliviano. Las situaciones meteorológicas más importantes se describen a continuación:

Depresión Atlántica (Dat). Corresponde a la presencia de una zona de baja presión en el Atlántico y otra sobre territorio boliviano con la presencia de un frente frío que une ambas zonas.

Vaguada (V). Es la situación meteorológica caracterizada por la presencia de una zona de baja presión en forma de vaguada que se presenta sobre el territorio.

Depresión Andina (Dan). Situación caracterizada por un zona de baja presión al interior del continente sobre territorio boliviano encerrada por zonas de alta presión.

Anticiclón Atlántico (Aat). Situación meteorológica que se caracteriza por la presencia de un anticiclón en el Atlántico que se extiende hasta territorio boliviano.

Anticiclón Pacífico Sur (Aps). Situación caracterizada por la presencia de un anticiclón sobre el Pacífico hacia el sur del continente que se extiende hasta territorio boliviano.

Anticiclón Pacífico Norte (Apn). Situación similar a la anterior pero con el anticiclón ubicado mas hacia el norte del continente.

Cabe recalcar que se admiten las combinaciones entre estos tipos de situaciones meteorológicas.

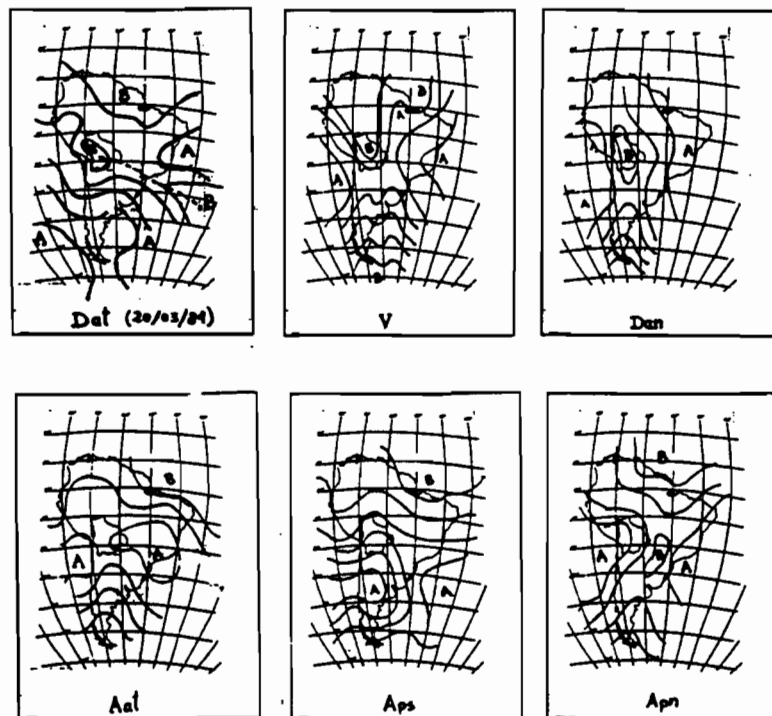


Figura 8 : Clasificación de las situaciones meteorológicas a nivel continental (Ronchail, 1986)

De los 20 eventos extremos seleccionados, solamente se encontraron los mapas sinópticos de 15 de ellos cuyas situaciones meteorológicas son las siguientes:

No.	Fecha	Tipología	No.	Fecha	Tipología
6	(19/01/1982)	Dan	14	(28/01/1990)	DatAat
7	(20/11/1982)	DatAat	15	(02/01/1990)	DanDat
8	(20/03/1984)	Dat	16	(12/01/1992)	Dan
9	(15/02/1986)	VDat	17	(16/01/1992)	DatApn
10	(19/08/1986)	VDanAat	18	(27/01/1993)	Dat
11	(25/12/1988)	Dat	19	(26/12/1993)	Dat
12	(26/12/1988)	DatAat	20	(29/12/1993)	DatAat
13	(20/02/1989)	DatAat			

De lo cual se observa que las situaciones meteorológicas analizadas de los 15 eventos se presentan con la siguiente frecuencia: DatAat (5); VDat (1); Dat (4); VDanAat (1); Dan (2); DanDat (1); DatApn (1).

Se observa que la situación meteorológica de Depresión Atlántica (Dat) se presenta en la mayoría de los casos. Esta característica muestra que los eventos extremos están muy relacionados con los fenómenos de tipo frontal, pues se debe recordar que la situación Dat se caracteriza por la presencia de frentes fríos consistentes en masas polares que provienen del sur del continente.

Se ha realizado un otro estudio centrado sobre la cuenca en análisis específicamente, orientado a comparar las direcciones predominantes de viento durante el día del evento con los valores de altura de precipitación registradas en las estaciones de AASANA-El Alto, San Calixto y Central La Paz ya sólo estas estaciones cuentan con la información necesaria y sobre todo porque se ha observado que existe un comportamiento de las precipitaciones un tanto distinto entre la ciudad de El Alto y la ciudad de La Paz. Se observó que en los eventos en los que se registró mayor precipitación en AASANA y menor en el centro de la ciudad, existe una combinación predominante de las direcciones de viento de N para AASANA y SE para San Calixto. En los eventos en los que se registraron menores (o similares) precipitaciones en AASANA y mayores en el centro se aprecia una predominancia de vientos con la combinación E para AASANA y SE para San Calixto.

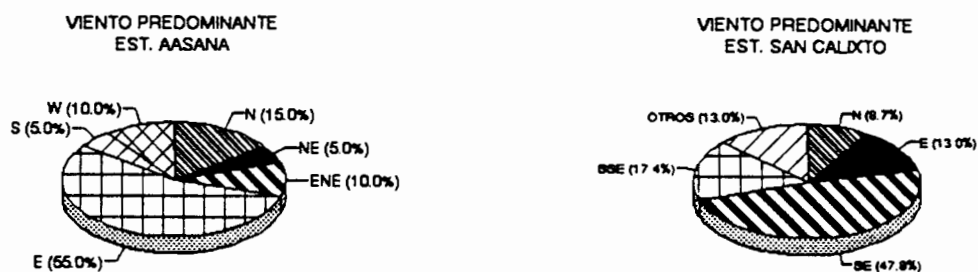


Figura 9 : Direcciones predominantes de viento durante eventos extremos

Un otro dato importante dentro del presente estudio es el conocer la posición en que se observaron las precipitaciones o más precisamente las nubes tormentosas o Cúmulo Nimbus durante los eventos extremos. Esta información fue extractada de los registros diarios de superficie que se elaboran en la estación de AASANA-El Alto para la navegación aérea. De esta información se encontraron solamente los datos de 13 de los eventos seleccionados. Se aprecia que existe una notable predominancia de observación de los cúmulo nimbus durante eventos extremos en las direcciones E y S/SW.

Correlogramas.- Una herramienta importante para el análisis de eventos extremos orientado principalmente al estudio de la relación existente entre las estaciones de medición, es la aplicación de los correlogramas, estos muestran la correlación existente entre estaciones en función ya sea de la distancia entre ellas o el desnivel existente entre éstas. Este análisis se lo realiza empleando una serie común de datos (los mismos eventos extremos) para las mismas estaciones meteorológicas de observación. Las correlaciones se obtienen mediante la ecuación de correlación simple del modelo lineal. La figura 10 muestra el correlograma para la estación de San Calixto.

Se realizó también el análisis de correlación múltiple para los parámetros distancia y diferencia de altura entre estaciones para los eventos extremos escogidos, de lo cual, se seleccionaron las ecuaciones de las estaciones que lanzaron un mejor ajuste (>al 75%). La ecuación de correlación múltiple utilizada es de la forma:

$$C = K + a(H) + b(D)$$

con C coeficiente de correlación, H diferencia de altura entre estaciones, D distancia entre estaciones, K, a, b constantes. De este análisis se obtuvieron los siguientes resultados:

Est.	K	a	b	R ² (coeficiente de ajuste)
101	0.96	-0.088	-0.000204	0.92
201	0.81	-0.053	-0.000060	0.74
205	1.10	-0.079	0.000358	0.85
211	1.06	-0.088	-0.000273	0.88
233	0.98	-0.083	-0.000133	0.87

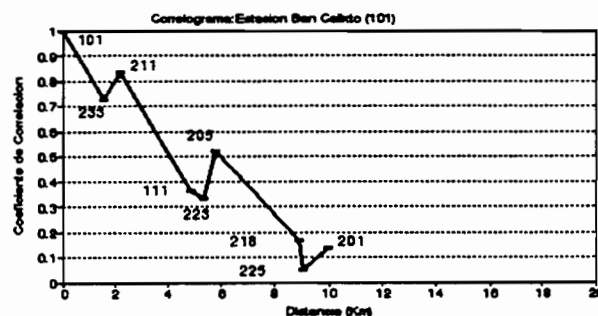


Figura 10 : correlograma para la estación de San Calixto

Un siguiente paso fue el de elaborar los correlogramas para 84 eventos de menor magnitud (>a 15mm) que se encontraron en el período 1980-1990. Del análisis de los correlogramas para eventos >30mm y los correspondientes para >15mm, se observó que para los primeros, existen mayores correlaciones entre estaciones ubicadas en la parte media de la cuenca pero bajas entre estas estaciones y las ubicadas en la parte baja de la cuenca. En el análisis de los correlogramas para los eventos >15 mm se observó que existe una correlación entre las estaciones ubicadas en el valle de Chuquiaguillo con las que se encuentran en el sector de Ovejuyo. Por otra parte se observó también que existe una correlación entre los sectores de El Alto y Achocalla que se encuentran fuera de la cuenca de estudio pero colindantes a esta por sus límites oeste y suroeste.

Variogramas.- Los variogramas son una otra herramienta perteneciente al campo de la geoestadística que permite hacer un análisis referido al comportamiento de tipo espacial de las variables estadísticas que en nuestro caso son las precipitaciones. En el análisis de variogramas se seleccionaron de los 20 eventos iniciales (>30 mm) aquellos que por la calidad de su información generaban variogramas de mayor confiabilidad. Para éstos se realizaron dos tipos de ajustes con modelos matemáticos predefinidos: el modelo exponencial y el modelo de Gauss,

$$(h) = A|h|^C \quad \text{Exponencial} \quad y \quad (h) = A(1 - e^{-(h/a)^2}) \quad \text{Gauss}$$

Tanto la determinación de los variogramas medios como la modelización de los mismos se la realizó gracias al paquete GEOSTAT desarrollado por la ORSTOM. Los siguientes gráficos muestran los dos tipos de ajustes respectivos para los mismos eventos seleccionados. De acuerdo a los ajustes según el modelo de Gauss, se observa que la distancia de descorrelación está en el orden de los 9 km.

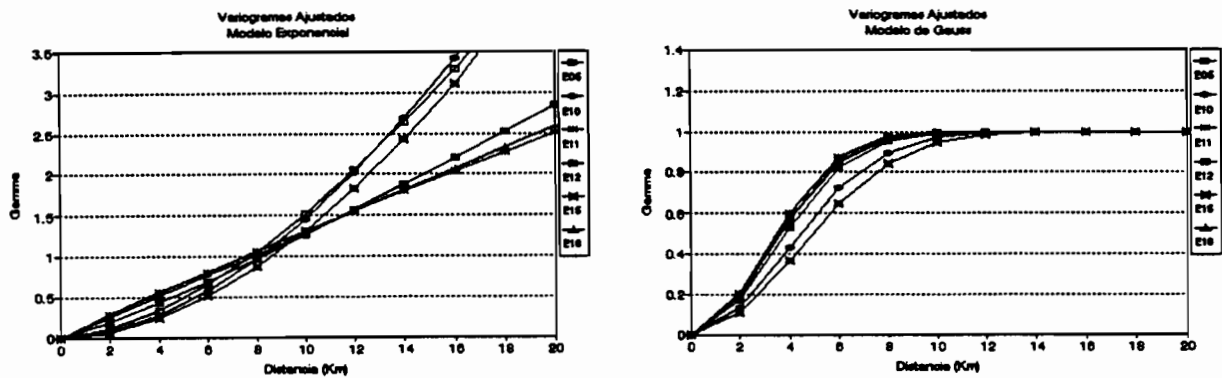


Figura 11 : Variogramas para varios eventos en la cuenca de La Paz

CONCLUSIONES

La escasa información pluviográfica existente limita el poder realizar un estudio minucioso de los eventos extremos, sin embargo, con la información encontrada se ha podido determinar que existe una notable variación en el desarrollo de los eventos a nivel temporal encontrándose que existe un retardo en la aparición de los picos en los hietogramas de eventos extremos, siguiendo un sentido de este a oeste en la cuenca. En eventos de baja intensidad, las precipitaciones se desplazan desde la parte alta hacia la parte baja y que existe una notable diferenciación entre las subcuencas, ya que al parecer, las correspondientes al Choqueyapu y Orkojahuirra pertenecen a una zona pluviométrica común y las correspondientes a Irpavi y Achumani pertenecen a otra, esto debido a que las masas húmedas de aire provienen desde la Amazonía en ingresan a la cuenca por dos sectores muy notables que están conformados por dos aberturas que se presentan entre los nevados Huayna Potosí-Cerro Rosario (al norte de la cuenca) y Cerro Rosario-Mururata (al este de la cuenca). La primera que involucra precisamente las subcuencas del Choqueyapu y Orkojahuirra y la segunda a las subcuencas de Irpavi y Achumani.

Contrariamente a lo anterior, se observa que las tormentas que aparecen durante los eventos extremos, provienen generalmente del sector SW, y que se desplazan a lo largo de la cuenca desde la parte baja hacia la parte alta. Además, este tipo de precipitaciones están relacionadas directamente a fenómenos de tipo continental vinculados a efectos del tipo frontal lo que hace una distribución de la precipitación más generalizada en toda la cuenca. Por otra parte, una característica de las precipitaciones en la cuenca de estudio, es que éstas son generalmente de corta duración pero de alta intensidad, sobre todo en eventos extremos, lo que unido al hecho de que los tiempos de concentración en la cuenca son pequeños provocan crecidas de consideración.

Agradecimientos - Los autores desean agradecer a los responsables del Observatorio de San Calixto y de AASANA del Alto por la entrega de los datos meteorológicos de las estaciones respectivas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AHENKE J.L.(1992) "Test de diversos modelos matemáticos para análisis de crecidas aplicado a la cuenca del río La Paz - Tesis de Grado UMSA"
- BOIVIN P. (1990). GEOSTAT-PC. Logiciel Interactif pour le calcul geostatistique, ORSTOM, Paris, 68p.
- BENJAMIN JACK R.y ALLIN CORNELL C. (1981) "Probabilidad y Estadística en Ingeniería Civil"
- BARRY R. (1992). Mountain Weather & Climate, 2nd edition. A volume in the Routledge Physical environment series. University of Cambridge. 402 p.
- CHOW V.T.,MAIDMENT D.R. and MAYS W.L. (1988) "Applied Hidrology"
- DESUROSNE I. (1992). Gradients d'intensites de Pluie en zones á Relief: Experimentations et Premiers modelisation des donnes d'un reseau Rhonalpin, le TPG. These de Doctorat, HYDROLOGIE-HYDRAULIQUE, Université Louis Pasteur, 255 p.
- DELHOMME J. (1976). Applications de la théorie des variables regionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 160p.
- HASTENRATH S. (1991). Climate Dynamics of the Tropics. Departament of Meteorology , University of Wisconsin, Madison, U.S.A. 488p.
- MENDOZA R.J. (1994) "Estudio del Régimen Pluviométrico en la cuenca del río La Paz" - Tesis de Grado UMSA
- RONCHAIL J. (1986). Situations atmosphériques es precipitations comparées sur l'Altiplano et l'Amazonie; Bolivie. Publ. PHICAB, La Paz, 43p.

HIDROLOGIA Y FENOMENO DE OLAS EN LA CUENCA DE ACHUMANI, LA PAZ

J. MOLINA¹, J. MARANGANI¹, P. RIBSTEIN², J. BOURGES², J.L. GUYOT², C. DIETZE³

Resumen - Este trabajo presenta los resultados de un estudio realizado en ríos canalizados ubicados dentro del área urbana de la ciudad de La Paz, en los que se presentó flujo pulsante, caracterizado por la formación espontánea de olas (roll waves en inglés). Se han estudiado tres ríos de gran pendiente en los que se presentó el fenómeno, usando la teoría de inestabilidad del flujo. Un análisis efectuado en base a las ecuaciones de Montuori y Liggett para aguas claras, predijo la formación de olas solamente en el tramo final de uno de esos ríos, lo que está en contradicción con las observaciones. Las ecuaciones originales de Montuori y Liggett no incluyen el efecto de los sedimentos. Durante crecidas se han registrado concentraciones de sedimentos en suspensión de 190 g / l en uno de los tres cursos mencionados: el río Huayllani, lo que ha sido incorporado al análisis. Los resultados iniciales muestran que el efecto de los sedimentos en suspensión es mínimo.

INTRODUCCION

El río Achumani es un afluente del río La Paz, que a su vez se une al Amazonas a través de los ríos Beni y Madera. Para permitir la extensión de la ciudad de La Paz, la Municipalidad ha emprendido un programa de aprovechamiento de los fondos de valle de algunos torrentes, como el río Achumani, que han sido canalizados para ganar tierras urbanizables. Sin embargo, esto ha modificado el régimen hidráulico en algunos casos, formándose olas (roll waves, en inglés) en aguas altas. Este fenómeno es abordado en el presente artículo a partir de los estudios realizados por ORSTOM a petición de la Municipalidad de La Paz, y de mediciones complementarias hechas por el Instituto de Hidráulica e Hidrología de la Universidad de San Andrés.

EL MEDIO FISICO

De 1989 a 1994, fueron monitoreadas dos estaciones hidrométricas, que permitieron la observación de 2 cuencas de drenaje de 38.9 y 17.5 km², drenadas respectivamente por el río Achumani y su afluente principal, el río Huayllani (figura 1). La altura máxima de la cuenca principal alcanza 4975 m y los exutorios se encuentran a 3580 m y a 3620 m. El relieve es muy escarpado, con más del 30% de la cuenca presentando una inclinación superior a 0.35. Las inclinaciones más fuertes se sitúan en la parte intermedia, entre vertientes convexas y poco inclinadas río arriba y una parte inferior que comprende los interfluvios de débil inclinación y valles alargados, en parte rellenos por los materiales desprendidos aguas arriba. La red de drenaje se extiende sobre formaciones sedimentarias del Pliocuaternario, muy erosionables. La vegetación es poco densa, con una manta herbácea esparcida en algunas vertientes convexas río arriba y algunos pocos cultivos en el fondo de los valles. Inclinaciones muy fuertes cercanas a los exutorios y suelos erosionables son las principales características que explican el régimen hidrológico e hidráulico de estos ríos y los problemas planteados a los acondicionamientos.

¹ Instituto de Hidráulica e Hidrología, Casilla 699, La Paz-Bolivia

² ORSTOM, Francia

³ HAM-GTZ, La Paz-Bolivia.

EL CONTEXTO HIDROLOGICO

El régimen de las precipitaciones es conocido gracias a los datos de la estación pluviográfica de Millipunku, en la cuenca de Huayllani, a una altura de aproximadamente 3800m. Las observaciones de esta estación son similares a las de San Calixto, estación en el centro de La Paz, que funciona desde 1921. Desde 1989, para el estudio del escurrimiento, fueron instalados limnógrafos para las 2 cuencas, Achumani y Huayllani. El que se instaló en la estación de Huayllani fue reemplazado en 1992 por un limnógrafo electrónico con captador de presión y toma de medición cada minuto. La medición de las alturas de agua y aforos se desarrolla en condiciones difíciles a causa de las fuertes velocidades en aguas altas, y a las importantes concentraciones de sedimentos en suspensión y de arrastre de fondo. La precipitación media anual es del orden de 640 mm, con un 70% que cae entre diciembre y marzo, época de aguas altas en la cuenca del río La Paz. Los coeficientes de escurrimiento anual son importantes, entre 22 y 23% . A pesar de un relieve favorable para la evacuación rápida de los escurrimientos superficiales, al parecer la permeabilidad de algunas zonas altas de la cuenca juega un rol importante: en efecto, con menos de 30 mm de lluvia en un mes, el escurrimiento mensual es prácticamente nulo, mientras que una vez pasado el límite de 30 mm, el escurrimiento representa el 60% de la precipitación (Bourges et al., 1992). Esta influencia de las zonas permeables es acentuada por las bajas intensidades de las precipitaciones: en San Calixto, los valores decenales de lluvia son de 40 mm a nivel diario y de 17 mm a nivel horario.

En Enero de 1993, un período de lluvias abundantes generó fuertes crecidas y fenómenos de olas (ver siguientes capítulos). En un mes, cayeron 262.9 mm en Millipunku, valor que nunca fue alcanzado en 75 años de mediciones en San Calixto. Del 22 al 27 de enero, en 6 días, Millipunku recibió 131.5 mm, con una lluvia de 46.2 mm el último día (valor diario para un período de retorno de 50 años aproximadamente). Los suelos estaban saturados de agua al final de este período y la lluvia del último día se centró en la cuenca de Achumani, dos condiciones que explican la violencia de los fenómenos de crecida observados.

Los hidrogramas obtenidos sobre estas cuencas siempre son dentados, no permitiendo fácilmente individualizar crecidas (Bourges et al., 1995). Esto se explica por el relieve escarpado y la fuerte heterogeneidad espacial de las lluvias. Los registros de las olas se superponen a estas crecidas en múltiples puntas que terminan en un hidrograma difícil de interpretar (Figura 2, ejemplo de la crecida del 25 de enero 1993).

LAS OBRAS HIDRAULICAS

Los cursos principales tienen una gran anchura en relación al caudal: el cauce del río Achumani supera los 200 m. de ancho, y el del Huayllani se acerca a 100 m. El flujo en condiciones naturales ocupa sólo una pequeña parte de esta anchura. Las obras de canalización consisten principalmente en muros longitudinales combinados con caídas (Fig. 3). Los canales de los ríos Huayllani, Kellumani, Jillusaya y Achumani tienen un ancho de 5.0, 5.0, 3.9 y 8.0 m., respectivamente. La principal diferencia entre las obras de canalización de estos ríos y las construídas en otros ríos que atraviesan la ciudad, es que en las primeras las caídas son de menor altura y se suceden a intervalos cortos, al menos en el tramo superior. Así por ejemplo la gran mayoría de las caídas del río Huayllani tienen una altura de 0.50 m., a intervalos de 10 m.

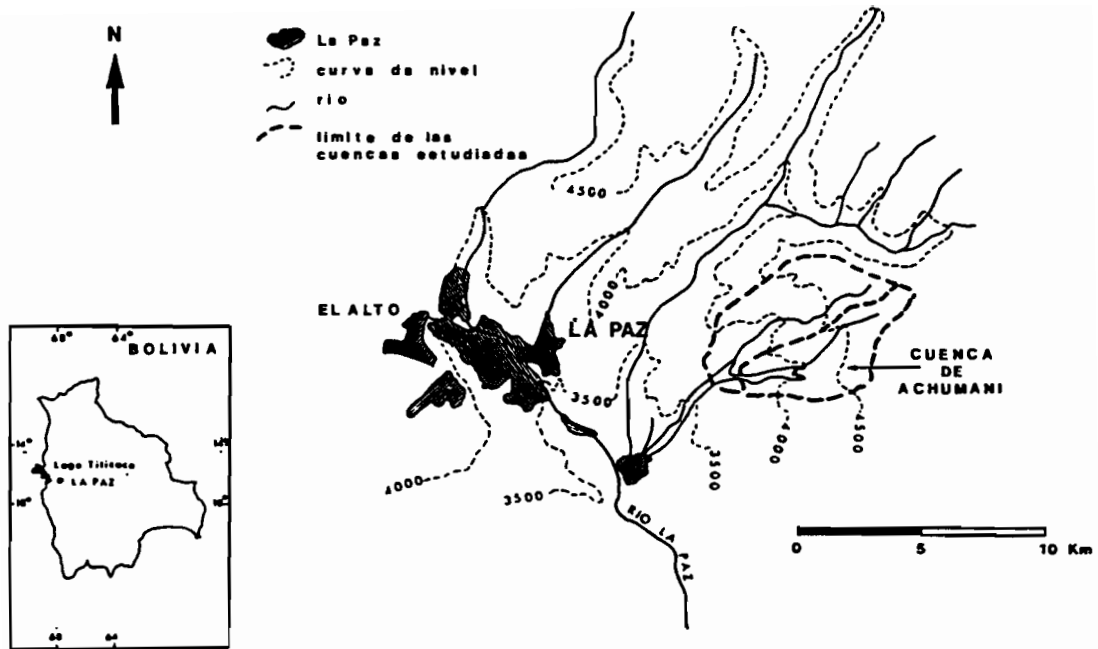


Figura 1: Plano de ubicación del río Achumani

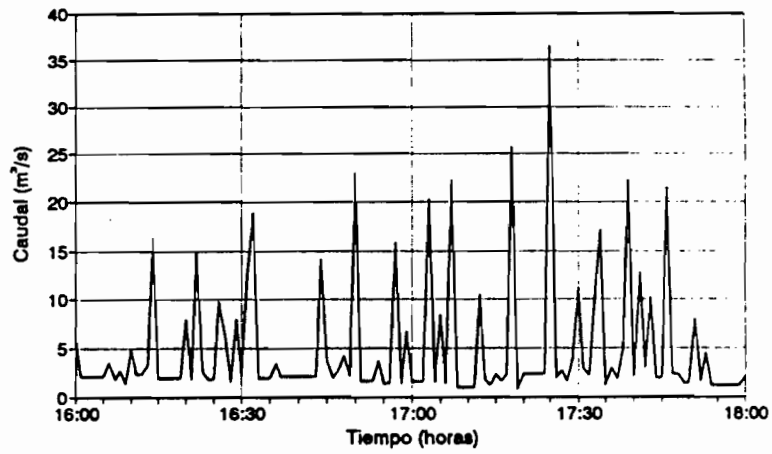


Figura 2: Rio Huayllani, hidrógrafo complejo debido a una sucesión de olas durante el 25 de enero de 1993 (16:00 a 18:00)

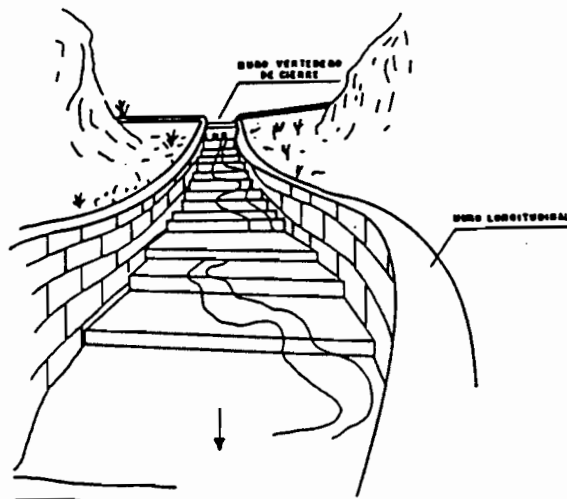


Fig. 3 OBRAS DE CANALIZACION

Al comienzo del canal y con el objeto de dirigir las aguas hacia éste, el cauce del río se cierra mediante un muro (Fig. 3). Con frecuencia las pequeñas quebradas situadas aguas arriba tienen pendientes superiores a 20%, y aportan grandes cantidades de material de arrastre, que puede depositarse en tramos canalizados donde la pendiente disminuye o hay obstáculos importantes, elevando el nivel del lecho y contribuyendo al riesgo de desbordes e inundaciones.

El cauce de los ríos está formado por materiales gruesos (gravas y piedras), provenientes de las zonas altas, entre los cuales se depositan elementos más finos. Existe una buena concordancia entre el tamaño del material transportado por acarreo y el del cauce (Guyot 1992). Sin embargo existen variaciones significativas de una época a otra, e incluso entre crecidas. Así por ejemplo, los resultados de una campaña de muestreo entre Agosto y Septiembre de 1993, al finalizar la época de estiaje, dio los siguientes diámetros promedio (en mm) del material del cauce: Río Achumani ($d_{50}=13.0$, $d_{90}=38.0$), Río Kellumani ($d_{50}=12.3$, $d_{90}=40.0$), Huayllani ($d_{50}=17.0$, $d_{90}=54.7$), Jillusaya ($d_{50}=9.0$, $d_{90}=40.6$). En cambio, datos de Guyot (1992) muestran que el tamaño medio de los sedimentos de fondo del río Huayllani en Febrero de 1991 (época lluviosa) fue: $d_{50}=32.0$ mm, $d_{90}=82.0$ mm., más alto que los valores anteriores.

Las olas pulsantes se han observado solamente en tramos canalizados, con diferentes magnitudes y frecuencia según el caso. En el río Jillusaya son de menor altura y sólo se han observado en Enero de 1993. En el río Kellumani, en el tramo superior del Achumani, y en particular en el Huayllani, las observaciones son mucho más frecuentes, y las olas alcanzan cierta espectacularidad por su magnitud (Bourges et al 1992).

OLAS PULSANTES E INESTABILIDAD DEL FLUJO

Se ha observado que a partir de un cierto caudal y profundidad en el río canalizado, la superficie del agua se quiebra en ondas. Estas ondas, conocidas como roll waves en inglés, se presentan en canales largos como intumescencias mezcla de agua y aire, y se suceden a intervalos generalmente irregulares. Las olas, que pueden alcanzar gran magnitud y velocidad, ponen en riesgo el canal al producir desbordes y grandes esfuerzos sobre las estructuras componentes.

Si en su tramo final, el canal disminuye de pendiente bruscamente, o existe un obstáculo importante, el frente de onda se empina aún más, produciéndose una especie de "explosión" con gotas de agua que pueden ser lanzadas hacia alturas significativas, disipando de esta manera la energía de la onda. Es en estos puntos que el canal y sus estructuras auxiliares están sometidas a los máximos esfuerzos.

Este tipo de fenómeno fue reportado ya en 1904 en Suiza, en torrentes artificiales. Se lo ha relacionado con el concepto de inestabilidad del flujo, que empezó a ser desarrollado por vía teórica hace más de 50 años. Según esta teoría, cuando la velocidad de flujo supera un valor límite, cualquier perturbación, por pequeña que ésta sea, tiende a acentuarse y no a atenuarse como sería la situación normal. Esto se puede expresar a través del número de Froude $Fo = V / \sqrt{g y}$ (V = velocidad media, g = gravedad, y = profundidad media). El flujo es inestable cuando el número de Froude Fo supera un valor límite F^* , lo que se puede escribir de la siguiente manera:

$$Fo > F^*$$

Fue Vedernikov (1946) el primer investigador que desarrolló una expresión general que se puede aplicar a canales de cualquier forma de sección en flujo turbulento. Vedernikov consideró un movimiento variado que se sobrepone a un modo uniforme y estudió la ley de

variación con el tiempo y la abscisa de la pendiente superficial respecto al fondo, al sobreponerse otro movimiento. Se usaron las ecuaciones de Saint-Venant con el término de la resistencia expresado en la forma monomía: $J = Vp / (K^2 R^{2m})$ (V = velocidad media del flujo, R = radio hidráulico, K = coeficiente de rugosidad, m = exponente de la ecuación de fricción. Vedernikov halló que:

$$F^* = p / (2m M) \quad (1)$$

donde M es un coeficiente de forma dado por: $M = 1 - R \, dP/dA$. (P =perímetro, A =Area mojada). En el caso de canales rectangulares $M = b / (b+2y)$. (b = ancho del canal).

Para un canal de ancho infinito ($M = 1$), los valores de F^* usando la ecuación de Chezy ($p=2$, $m=1/2$) y la de Manning ($p=2$, $m=2/3$) son, respectivamente:

$$F^* = 2 \quad (\text{Chezy})$$

$$F^* = 3/2 \quad (\text{Manning})$$

El hecho de que el valor de F^* dependa de la ecuación usada para calcular la resistencia al flujo, muestra las limitaciones de la teoría. La ecuación (1) pone en evidencia que la inestabilidad se produce más fácilmente en canales anchos, y que el flujo debe ser supercrítico ($Fo > 1$).

Otra forma de expresar la inestabilidad es por medio del número de Vedernikov:

$$Ve = (2 \, m / p) M Fo \quad (2)$$

El flujo será inestable si: $Ve > 1$

En base a un proceso teórico-experimental muy interesante, Montuori (1961) llega a introducir el concepto de distancia de formación de onda pulsante. Si bien varios autores habían observado que las ondas pulsantes se hacían perceptibles sólo a una cierta distancia del principio del canal, es este autor quien por primera vez analiza teóricamente el problema. Las ecuaciones y gráficas resultantes (figs. 5 y 6) permiten determinar la posibilidad de formación de ondas en base al número de Vedernikov y la variable adimensional Mo definida por el autor, que incluye la longitud L del canal:

$$Mo = (gS / Vo^2) L \quad (3)$$

donde: S = Pendiente del canal

Vo = Velocidad del flujo no perturbado (sin ondas)

Montuori se vio forzado a determinar una constante empírica para resolver sus ecuaciones. Una solución más general y completa de estas ecuaciones se puede encontrar en el trabajo de Ligget (1975). Ljatkher (1968) proporcionó una interesante hipótesis sobre la formación de ondas pulsantes, atribuída por el autor a la resonancia de las oscilaciones de la superficie con los vórtices turbulentos de la capa del fondo. Todo lo anterior se aplica a flujo turbulento y aguas claras. Más recientemente Berlamont (1981), Julien y Hartley (1986) y otros autores han ampliado la teoría de inestabilidad a flujo laminar, mostrando que en este tipo de flujo la inestabilidad y las ondas pulsantes se pueden formar para números de Froude tan bajos como 0.5, es decir en velocidades subcríticas. El flujo laminar puede presentarse en casos de escurrimiento poco profundo. Engelund y Wan (1984) reportaron por primera vez la presencia de ondas pulsantes en torrentes naturales en China, con concentraciones altísimas de sedimentos en suspensión (superiores a 50% en volumen). En base a lo anterior, Trowbridge (1987) amplió la

teoría para incluir comportamientos plásticos, mostrando que en éste último caso la inestabilidad se presenta hasta $F = 0.25$.

APLICACION Y RESULTADOS

El cuadro 1 muestra la longitud y pendiente de la canalización de los ríos estudiados. St es la pendiente total como si no existiesen caídas, y Sm es la pendiente modificada por efecto de las caídas. Los datos se obtuvieron de un levantamiento efectuado en Agosto de 1993 por el IHH.

Cuadro 1: Longitud L y pendiente S

Río	L(m)	St(%)	Sm(%)
Jillusaya tramo s	411.1	6.72	2.9
Kellumani	438.8	9.17	3.5
Huayllani hasta puente vehic.	1806.0	9.01	3.8
Huayllani tramo f	946.2	8.99	3.8

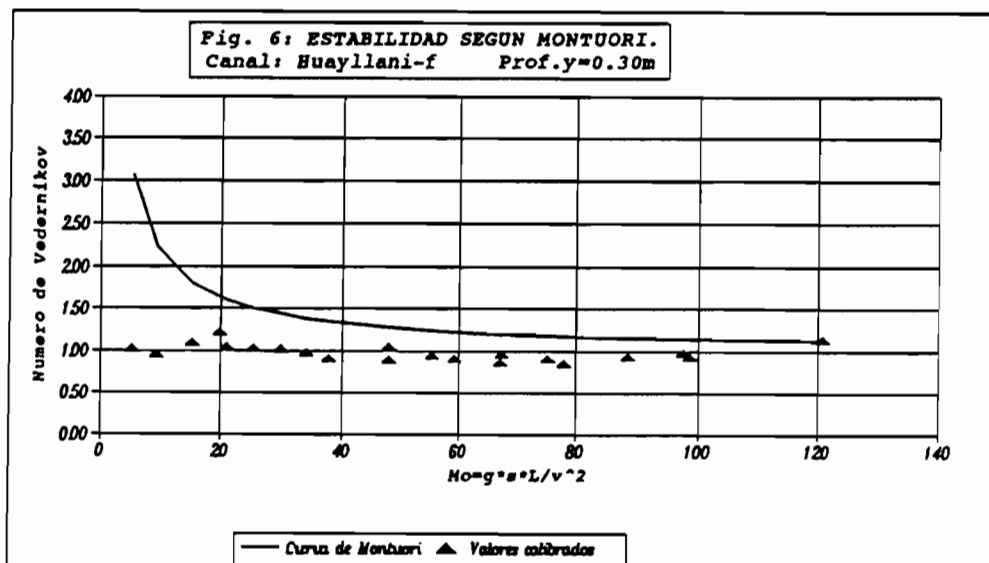
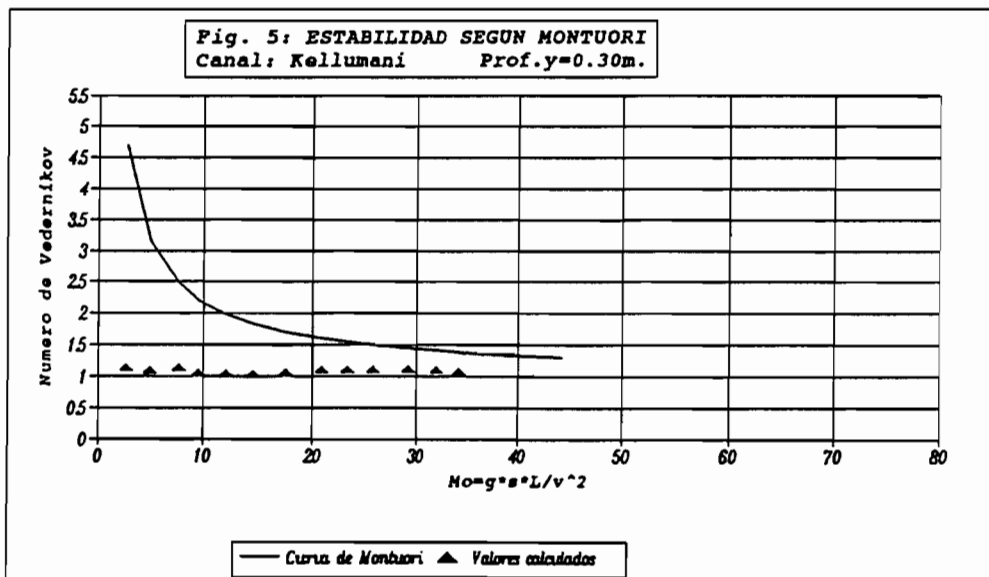
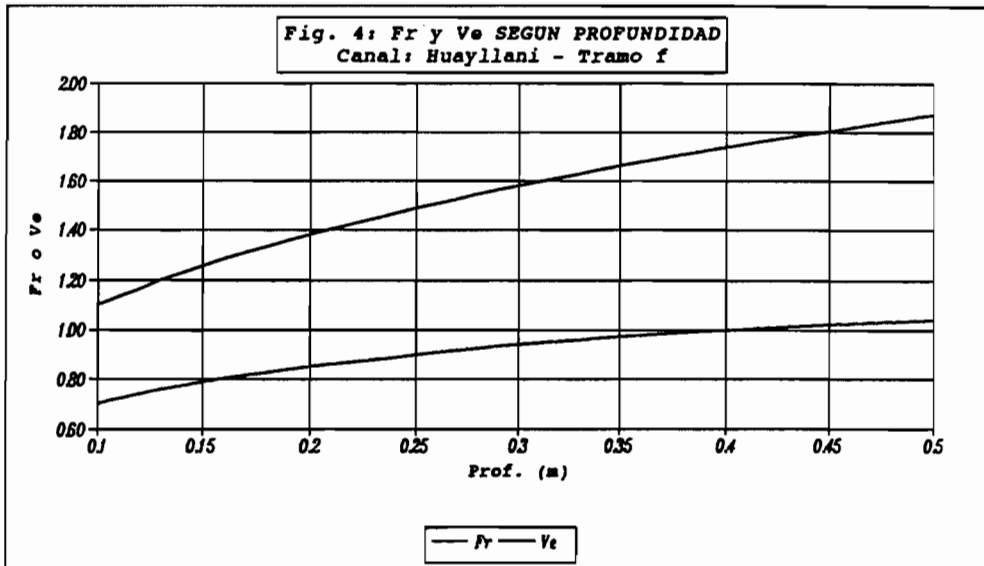
Debido a la deposición de material al pie de las caídas, es probable que el valor original de Sm sea aún menor que el consignado en el cuadro. En el caso del Jillusaya se estudió solamente el tramo superior donde las caídas se suceden a intervalos cortos. Para el Huayllani, el cuadro 1 muestra tanto la longitud total de la canalización hasta el último puente vehicular, como la del uno tramo f situado entre dos caídas significativas (alturas superiores a 2 m), en donde está la estación hidrométrica.

La figura 4 muestra la variación de los números de Froude y Vedernikov (usando la ecuación de Manning) con la profundidad, para el tramo f del río Huayllani. Las velocidades se calcularon en base a una curva de calibración obtenida en base tanto a aforos completos como superficiales. Se usó un relación v_s / v igual a 1 (v_s = velocidad superficial, v = velocidad media en la sección).

Se puede observar que el número de Vedernikov Ve supera ligeramente el valor de 1 sólo para profundidades superiores a 0.35 m. Se obtuvieron gráficas similares para los otros ríos. En el caso del Jillusaya Ve se mantiene siempre por debajo de 1.

Las figuras 5 y 6 muestran los resultados obtenidos con la ecuación de Montuori, aplicada a lo largo del canal del río Kellumani y el tramo f del Huayllani, para profundidades de 0.30 m, para las que sí se observaron olas. De acuerdo a Montuori, la inestabilidad se presenta si los puntos caen por encima de la curva. Como se puede observar, el método sólo predice la formación de olas en el último tramo del Huayllani, lo que está en contradicción con las observaciones.

Como las ecuaciones de Montuori se desarrollaron para flujo turbulento en canales de lecho fijo y transportando aguas claras, y en el río Huayllani se han registrado concentraciones de sedimentos en suspensión de hasta 190 g / l (Bourges *et al* 1995), se decidió incluir este efecto en el análisis. Para ello se usaron las ecuaciones citadas por Trowbridge (1987) para el cálculo de la densidad σ , la viscosidad y el número de Reynolds $Re = v * R / \tau$ (v = velocidad media del flujo, R = radio hidráulico, τ = viscosidad cinemática) de la mezcla.



Para una concentración C_s de 200 g / l y una temperatura del agua de 15 °C, el peso específico aumenta en 12.5% respecto al agua clara y la viscosidad dinámica μ en un 24% . La viscosidad cinemática $\tau = \mu / \sigma$ aumenta en sólo un 10% y en esa misma proporción disminuye el número de Reynolds. El flujo permanece completamente turbulento, con $Re > 500\ 000$ para profundidades de 0.30 m.

Con la ecuación de Trowbridge, empleando la ecuación de Colebrook-White para evaluar las derivadas parciales, se muestra que F^* varía en menos de 0.5% para $C_s = 200$ g / l, por lo que el efecto de los sedimentos en suspensión es despreciable. El cuadro 2 muestra algunas mediciones efectuadas de olas que se presentaron en el río Huayllani.

Cuadro 2: Mediciones de olas en el río Huayllani

Fecha	Hora	y_m	v	y_{max}	v_{ola}
1/93		0.26	2.40	0.45	6.1
25/1/93	16:25	0.30	3.66	0.70	7.9
29/1/93	11:05	0.35	2.77	0.60	-
1/93		0.35	3.08	0.70	8.0
1/93		0.42	3.60	1.50	9.8

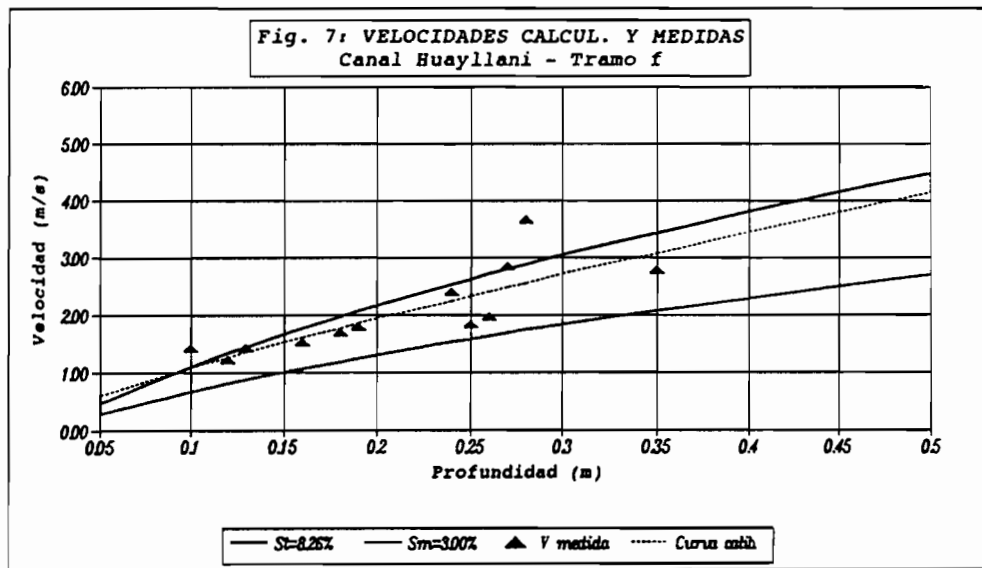
y_m = profundidad media del flujo sin olas, v = velocidad media del flujo sin olas, y_{max} = altura máxima media de olas, v_{ola} = velocidad media de olas.

El primer dato y los dos últimos del cuadro 2 corresponden en cada caso a valores promedio del tren de ondas. Un aspecto a destacar es la gran magnitud de las velocidades y alturas de olas, muy superiores a lo que predice la teoría ondulatoria. De acuerdo a esta teoría (Ljatkher 1968), $v_{ola} = v + \sqrt{g y_m}$. Para las mediciones consignadas en las dos últimas líneas del cuadro 2, se obtendrían velocidades de 4.9 y 5.6 m/s, muy inferiores a los valores medidos de 8.0 y 9.8 m/s, respectivamente.

CONCLUSIONES

El método de Montuori predice la formación de olas en sólo uno de los tres torrentes. Al mismo tiempo se encontró que la influencia de los sedimentos en suspensión es mínima. Queda como hipótesis la posibilidad de que las caídas no funcionen adecuadamente para disipar la energía en exceso, y que el canal trabaje como si la pendiente estuviese próxima a la pendiente total St . En apoyo de esta hipótesis la figura 7 muestra las velocidades medias en la sección, calculadas para el canal Huayllani con la ecuación de Aguirre et al (1992) de flujo macrorugoso, para los dos casos de pendiente St y Sm , así como la curva de calibración y algunos valores registrados. Se observa que la curva de calibración se aproxima a la calculada para St con la ecuación de Aguirre.

Sin embargo, la hipótesis resulta insuficiente para los ríos Jillusaya y Kellumani, donde ningún método predijo la formación espontánea de olas.



REFERENCIAS

- Aguirre J., Fuentes R., Olivero M.L. (1990). "Fricción y Movimiento incipiente en ríos de Montaña". Memorias del XIV Congreso Latino-americano de Hidráulica, IAHR, Montevideo Uruguay. Pág 1549-60.
- Berlamont J.E. e Vanderstoppen, (1981). "Unstable Turbulent Flow in Open Channels". Journal Hidr. Div., ASCE 107, HY4, Pág. 427-449.
- Bourges J., Ribstein P., Hoorelbecke R., Dietze C., Cortez J. (1992). "Precipitaciones y escurrimiento de una pequeña cuenca en zona de montaña: El río Achumani (La Paz, Bolivia)". Los recursos hídricos en Bolivia y su dimensión Ambiental, AGIID Geoscience, 20 :303-312.
- Bourges J., (1995). "L'écoulement dans un petit bassin andin et son expression paroxysmique : Les Crues Ondulatoires", Revue de Géographie Alpine. En prensa.
- Díaz A., Mazo F., Pasten V., Stache R., (1990). "Estudio geológico - geomorfológico de las cuencas Irpavi-Achumani, La Paz". Revista Técnica de YPFB, (2-3) : Pág. 243-258.
- Engelund F., Wan Z., (1984). "Instability of hyperconcentrated flow". J. Hydraulic Eng., Pág. 110,219-133.
- Guyot J.L. (1992). "Hidrogeoquímica des fleuves de l'Amazonie bolivienne". These de doctorat, Géologie-Géochimie, Université de Bordeaux I, 362 p.
- Julien P.Y., Hartley D.M. (1986). "Formation of roll waves in laminar sheet flow", Journal of Hydraulic Research, Vol.24, N° 8.
- Liggett J.A., (1975). "Stability". Chapter 6 in Unsteady Flow in Open Channels. WRP, pág. 259-282.
- Ljatkher, B.M. (1968). "Sobre las condiciones del flujo turbulento a superficie libre". Reporte HIDROPROJEKT, N° 16. Moscú, Rusia.
- Montuori, C. (1961). "La formazione spontanea dei treni d'onde su canali a pendenza molto forte". L'Energia Elettrica, 2, pág 127-141.
- Trowbridge, J. H., (1987). "Instability of concentrated free surface flows". Journal of Geophysical research, Vol. 92, Pág. 9523-9530.
- Vedernikov, V.V. (1946). "Characteristic features of a liquid flow in a open channel", USSR Academy of Sciences, Vol 52, Pág. 623-628.

LES FLUX DE MATIERES DISSOUTES ET PARTICULAIRES DES ANDES DE BOLIVIE VERS LE RIO MADEIRA EN AMAZONIE BRESILIENNE

J.L. GUYOT¹, J. QUINTANILLA², J. CORTES³ et N. FILIZOLA⁴

Resumé - Le rio Madeira est le principal affluent méridional de l'Amazone (1 400 000 km², 31 200 m³ s⁻¹), et le deuxième tributaire andin du bassin après le Rio Marañón-Solimões. Les apports en matières dissoutes et particulaires du Rio Madeira à l'Amazone étaient connues au niveau de son embouchure (ALPHA-HELIX, CAMREX). L'utilisation des données obtenues en Bolivie par le programme PHICAB, et au Brésil sur le réseau du DNAEE, permet de connaître l'évolution de ces flux de matières depuis les Andes jusqu'à l'Amazone. Les apports en matière dissoute et particulaire du Rio Madeira à Villabella sont estimés respectivement à 36 10⁶ t an⁻¹ et 258 10⁶ t an⁻¹. Les résultats sur les flux de matière dissoute sont concordants avec ceux de l'aval au Brésil, alors que les différences sensibles observées sur les flux de matière particulaire posent clairement le problème des modes d'échantillonnage et de calcul des flux sédimentaires.

Resumen - El río Madeira es el principal afluente meridional del Amazonas (1 400 000 km², 31 200 m³ s⁻¹), y el segundo tributario andino de la cuenca después del Río Marañón-Solimões. Los aportes en materias disueltas y particulares del Río Madeira al Amazonas eran conocidos a nivel de su desembocadura (ALPHA-HELIX, CAMREX). La utilización de los datos obtenidos en Bolivia por el programa PHICAB, y en Brasil sobre la red del DNAEE, permite conocer la evolución de estos flujos de materias desde los Andes hasta el Amazonas. Los aportes en materia disuelta y particular del Río Madeira en Villabela son estimados respectivamente en 36 10⁶ t an⁻¹ y 258 10⁶ t an⁻¹. Los resultados sobre los flujos de materia disuelta concuerdan con los de río abajo en Brasil, mientras que las diferencias sensibles observadas en los flujos de materia particular plantean claramente el problema de los modos de muestreo y de cálculo de los flujos sedimentarios.

INTRODUCTION

Avec un bassin de plus de 6 millions de km² et un module de 209 000 m³ s⁻¹ (Molinier *et al.*, 1994), l'Amazone est le premier fleuve de la planète. Les apports de matières à l'océan Atlantique par l'Amazone sont estimés à 270 10⁶ t an⁻¹ pour les matières dissoutes (Martinelli *et al.*, 1989) et de 1100 à 1300 10⁶ t an⁻¹ pour les matières particulaires (Meade *et al.*, 1979, 1985; Richey *et al.*, 1986; Meade, 1994).

Le Rio Madeira est le principal affluent méridional de l'Amazone, avec un bassin de 1400000 km² et un débit moyen de 31200 m³ s⁻¹ (Molinier *et al.*, 1993). Les travaux précurseurs de Gibbs (1967) indiquaient pour le Rio Madeira à l'embouchure de l'Amazone, des flux de matières dissoutes et particulaires respectivement de 59 10⁶ t an⁻¹ et 217 10⁶ t an⁻¹. Les travaux ultérieurs, produits notamment par les programmes ALPHA-HELIX, puis CAMREX en Amazonie brésilienne, allaient montrer que les résultats de Gibbs (échantillonnage de superficie) sous-

¹ ORSTOM, CP 09747, CEP 70001-970 Brasília DF, Brasil.

² IIQ-UMSA, CP 303, La Paz, Bolivia.

³ SENAMHI, CP 10993, La Paz, Bolivia.

⁴ DNAEE-CGRH, SGAN 603, 70830-030 Brasília DF, Brasil.

estimaient largement les flux sédimentaires. Les apports du Rio Madeira à l'Amazone sont aujourd'hui estimés à 37-45 10^6 t an⁻¹ pour les matières en solution (Ferreira *et al.*, 1988; Martinelli *et al.*, 1989), et à 550 10^6 t an⁻¹ pour les matières en suspension (Ferreira *et al.*, 1988; Martinelli *et al.*, 1993).

En Bolivie, les résultats obtenus de 1983 à 1990 par le programme PHICAB (SENAMHI-ORSTOM-UMSA) sur le haut bassin du Rio Madeira, montrent qu'à Villabella (confluence des rios Béni et Mamoré près de la frontière brésilienne), le Rio Madeira reçoit un flux de matières dissoutes de 35-40 10^6 t an⁻¹ (Roche et Fernandez, 1988; Guyot *et al.*, 1991), et un flux de matières particulaires de 223 10^6 t an⁻¹ (Guyot *et al.*, 1988, 1989, 1991).

Si les résultats concernant les flux de matières dissoutes sont cohérents d'une étude à l'autre, il n'en est pas de même pour les matières en suspension : le flux sédimentaire observé à l'aval (près de l'embouchure de l'Amazone) est le double de celui observé à Villabella. Pourquoi?

Pour tenter de répondre à cette question, une étude critique des données du PHICAB a été réalisée, avec une mise à jour des informations en Bolivie (étalonnage des stations, données de l'année 1990) et l'utilisation des données du DNAEE pour le bassin brésilien du Rio Madeira.

LE BASSIN DU RIO MADEIRA

Le bassin du Rio Madeira, qui s'étend sur 3 pays (Bolivie, Brésil et Pérou), représente 23% de la totalité du bassin amazonien, 29% du bassin de l'Amazone à Obidos, et draine 35% de la chaîne andine comprise dans le bassin amazonien. Les 3 grandes unités morpho-structurales observées sur l'ensemble de l'Amazonie sont présentes, mais avec cette particularité que le bouclier brésilien coupe la plaine amazonienne en deux ensembles distincts : la plaine amont et la plaine aval (Figure 1). Si la plaine aval fait partie intégrante de la vaste plaine amazonienne, la plaine amont est isolée par les affleurements précambriens du socle brésilien. Ces affleurements jouent le rôle de seuil hydraulique pour les tributaires andins du Rio Madeira, dont l'une des conséquences sera l'existence de vastes zones d'inondation au dessus de 100 mètres d'altitude, à l'amont de ce seuil. Entre Guayaramerin (Rio Mamoré) ou Cachuela Esperanza (Rio Béni) et Porto Velho, le Rio Madeira traverse le bouclier brésilien sur plus de 350 km où une douzaine de rapides (Cachuelas ou Cachoeiras) lui font franchir environ 50 m de dénivelé.

Dans les Andes de Bolivie, les bassins versants étudiés sont extrêmement contrastés. Leur distribution va des bassins de zone semi-aride creusés dans les sédiments quaternaires de l'Altiplano (vallée du Rio La Paz), jusqu'aux bassins hyper-humides, à forêt tropicale, creusés dans les séries paléozoïques de la Cordillère Royale. Les précipitations varient suivant les bassins de 500 à 6000 mm an⁻¹. Dans la plaine, cette distribution est plus uniforme avec une valeur moyenne annuelle de 1800 mm pour la Bolivie (Roche *et al.*, 1992) et de 1950 mm pour la partie brésilienne (DNAEE-ORSTOM, 1994).

Le régime hydrologique observé sur l'ensemble des cours d'eau du bassin du Rio Madeira à Villabella est de type pluvial tropical austral, caractérisé par l'alternance brutale entre sécheresse de saison froide et surabondance des pluies en saison chaude. Dans les Andes et leur piedmont, les hydrogrammes à multiples crues se fondent vers l'aval pour donner naissance à la grande crue annuelle de type tropical, précédée ou suivie de petites crues bien différenciées. La crue annuelle apparaît ainsi de moins en moins dentelée de l'amont vers l'aval des grands fleuves. Elle est davantage régularisée et aplatie sur le Rio Mamoré et le Rio Itenez en raison de trajets plus longs et surtout de l'extension de vastes zones d'inondation sur ces deux bassins (Bourges *et al.*, 1993).

LES FLUX DE MATIERES PARTICULAIRES

Les données utilisées.

Les données utilisées, concernant 41 bassins emboîtés (Tableau 1), proviennent de plusieurs réseaux hydrométriques et correspondent à des périodes et des méthodes d'échantillonnage différents. La comparaison de ces résultats est donc délicate.

Les données des bassins andins de Bolivie, provenant des réseaux de ENDE, du SENAMHI et du SEARPI, correspondent à un échantillonnage sur plusieurs verticales dans la section de mesures, réalisé à l'aide d'échantillonneurs intégrateurs de différents modèles suivant la taille des cours d'eau. Les échantillons du bassin du Rio Achumani (HAM-PHICAB) ont été réalisés en surface au centre de la section. Des mesures de transport de fond ont été réalisés sur ce bassin.

L'échantillonnage réalisé par le programme PHICAB était basé sur des prélèvements de surface décadaires (détermination des MES) et journaliers (détermination de la turbidité) réalisés par des observateurs recrutés à cet effet. Les valeurs obtenues étaient ensuite corrigées par une relation $[MES]_{section} = f([MES]_{surface})$. Dans la pratique, après avoir exploré la distribution des teneurs en MES dans la section à l'aide d'un échantillonneur intégrateur (USD-49, et de fabrication locale), lors de 61 jaugeages réalisés de 1986 à 1988, cette équation est devenue : $[MES]_{section} = 1.10 * [MES]_{surface}$ (Guyot, 1993; Guyot *et al.*, 1993).

Les données provenant du bassin brésilien (réseau DNAEE) correspondent à des échantillons prélevés par la CPRM et/ou HIDROLOGIA SA, à l'aide d'échantillonneurs intégrateurs de type USD-49.

Le mode de calcul des flux.

Pour les cours d'eau boliviens, les flux de matières particulaires ont été calculés simplement de la façon suivante :

1. QSm_i (du mois i) = $1/k * \sum Q_j * [MES]_j$
avec k - nombre de mesures journalières (j) dans le mois i
2. $QSm_{mensuel}$ = $1/n * \sum QSm_i$
avec n = nombre d'années avec des valeurs de QSm_i
3. QSm_{moyen} = $1/12 * \sum QSm_{mensuel}$

Cette méthode 'rudimentaire', utilisée également pour l'ensemble du Brésil (Bordas *et al.*, 1988), a été préférée à celle des courbes d'étalonnage (rating curve) de type : $QS = f(Q)$, du fait de la grande dispersion des points de cette relation (Figure 2). Toutefois, ces courbes d'étalonnage ont été nécessaires pour le calcul des flux sédimentaires des stations du réseau DNAEE, compte tenu du très petit nombre (<40) d'échantillons (Figure 3). Cette méthode a également été employée par Martinelli (1993).

Pour les stations du réseau PHICAB en Bolivie, les données de turbidité ont permis de compléter les observations de MES, après avoir établi la relation : $[MES] = f(\text{Turbidité})$ pour chaque station hydrométrique (Guyot et Calle, 1990). La concentration en MES indiquée dans le tableau 1 correspond à la valeur moyenne pondérée par les débits : $[MES] = QS/Q$.

Les résultats

Les résultats de 46 stations du bassin sont reportés dans le tableau 1. Pour la partie brésilienne, ces résultats sont provisoires car la banque de données du DNAEE est en cours de

restructuration, et toutes les informations ne sont pas encore saisies (Filizola et Guyot, 1994). Les données des bassins andins de Bolivie peuvent présenter quelques différences avec les publications précédentes, dues à la critique de toutes les courbes de tarage de ces cours d'eau. Enfin, les données du réseau PHICAB ont été actualisées (ajout de l'année 1990) et les débits corrigés (Bourges, inédit).

Dans les Andes de Bolivie, les taux de transport de MES (Ts) sont très variables d'un bassin à l'autre, moins de $50 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ sur des petits bassins d'altitude de la Cordillère Royale à plus de $50\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ dans la région hyper-humide du Chaparé. Cette variabilité est liée aux caractéristiques bio-géographiques des bassins (Guyot, en prép.).

Malgré des différences de période d'observation et de méthodologie, les résultats sont cohérents de l'amont vers l'aval. La comparaison des données du SENAMHI (69-82) et du PHICAB (83-90) aux deux stations du piedmont andin montre qu'à Abapo, les résultats sont similaires, alors qu'à Angosto del Bala, ceux du PHICAB sont nettement plus faibles. Cette différence peut provenir de la technique d'échantillonnage, comme de la fiabilité de l'observateur.

Des phénomènes de sédimentation sont perceptibles le long des vallées andines (Guyot *et al.*, 1994). Le flux total de MES exportées par les bassins andins de Bolivie est estimé à environ $500\text{-}600 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$, ce qui correspond à un taux de transport moyen de la chaîne andine voisin de $3200 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Guyot, 1993).

Lors de la traversée de la plaine amazonienne de Bolivie (Llanos), le flux de MES tend à décroître progressivement, traduisant d'importants phénomènes de sédimentation dans la plaine inondable (Guyot *et al.*, 1988, 1989). Dans les Llanos, les données des apports de différents affluents sont cohérents avec ceux observés à l'aval (Cachuela Esperanza et Guayaramerin). Une légère anomalie est toutefois observée sur le Rio Mamoré entre Puerto Varador et Puerto Ganadero.

Les données observées sur le Rio Orthon à Caracoles donnent un aperçu des taux de transport ($55 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) affectant les séries sédimentaires tertiaires de la plaine amazonienne. Pour le bouclier brésilien, ce taux varie de 16 à $36 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$ suivant les stations, ce qui est du même ordre de grandeur que les observations antérieures (Bordas *et al.*, 1988; Mortatti *et al.*, 1989, 1992). La très faible valeur mesurée à l'exutoire du Rio Itenez-Guaporé ($5 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$) traduit une forte sédimentation dans le cours du fleuve principal des matières exportées du bouclier. Ce phénomène est nettement visible en Amazonie brésilienne sur les cours inférieurs des rios Negro, Tapajós et Xingu (Sioli, 1984).

D'après les données du PHICAB, le flux de MES du Rio Madeira à Villabella (confluence des rios Béni et Mamoré) est de l'ordre de $250\text{-}300 \cdot 10^6 \text{ t an}^{-1}$. Cette valeur est compatible avec celle observée un peu plus à l'aval à Porto Velho (données du DNAEE), bien que correspondant à des périodes, des techniques d'échantillonnage et des modes de calcul différents. Près de la confluence avec l'Amazone, le flux de MES du Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre est nettement plus faible. Cette différence est-elle due à de réels phénomènes de sédimentation dans le cours aval du Rio Madeira, ou est-elle due aux erreurs de calcul liées au petit nombre d'échantillons ?

Enfin, ces résultats obtenus dans la partie brésilienne sont largement inférieurs (plus de la moitié) à ceux observés par Ferreira (1988) et Martinelli (1993). Quelle peut en être la raison ? Cette différence majeure est-elle liée aux techniques d'échantillonnage ou de calcul, des flux sédimentaires ?

LES FLUX DE MATIERES DISSOUTES

Les données utilisées.

Pour les flux de matières dissoutes (MD), les données proviennent uniquement de 6 stations andines de Bolivie (études ORSTOM et PHICAB), et des 11 stations du réseau PHICAB en plaine amazonienne (Tableau 1). Tous les échantillons ont été prélevés en surface, la distribution des matières dissoutes dans la section de mesure étant très homogène (Guyot, 1993).

Mode de calcul des flux.

Le calcul des flux de MD a été réalisé suivant la même méthodologie que celui des MES (voir chapitre 3.2). Pour chacune des 11 stations du réseau PHICAB en plaine amazonienne, la relation : Salinité = f(Conductivité) a été construite. Cette équation a été utilisée pour le calcul des flux de matières dissoutes. La concentration en MD indiquée dans le tableau 1 correspond à la valeur moyenne pondérée par les débits : $[MD] = QD/Q$. Le taux de transport en solution (Td) ou "érosion chimique", a été calculé en tenant compte de la part des apports atmosphériques.

Résultats

Les résultats du tableau 1 peuvent différer des précédentes publications, du fait de la modification des débits, mais aussi que la concentration en MD affichée correspond à la moyenne pondérée par les débits.

Dans les Andes boliviennes, les taux de transport en solution (Td), étudiés dans le bassin de l'Alto-Béni, varient de 10 à 300 t km⁻² an⁻¹, en fonction de la nature lithologique des bassins. Les deux principaux cours d'eau andins, le Rio Alto-Béni et le Rio Grande, exportent la même quantité de MD, alors que les concentrations sont beaucoup plus élevées pour le Rio Grande. La faible pluviométrie observée sur ce bassin compense le plus fort indice de solubilité des roches affleurantes. En utilisant les résultats de ces deux stations, le flux exporté des Andes de Bolivie a été estimé à 14 10⁶ t an⁻¹, ce qui correspond après correction des apports atmosphériques, à un taux de transport en solution moyen de 40 t km⁻² an⁻¹, soit 80 fois plus faible que le taux de transport en suspension (Guyot, 1993).

Les données du Rio Itenez-Guaporé suggèrent que le taux de transport en solution du bouclier brésilien est de l'ordre de 4 t km⁻² an⁻¹, ce qui est légèrement plus faible que les résultats obtenus sur des petits bassins du Rondonia : 10 t km⁻² an⁻¹ pour le Rio Jiparana, et 8 t km⁻² an⁻¹ pour le Rio Jamari (Mortatti *et al.*, 1992).

Les résultats obtenus sur le réseau PHICAB sont cohérents de l'amont vers l'aval, et la valeur calculée pour le Rio Madeira à Villabella (36 10⁶ t an⁻¹) est compatible avec les observations réalisées au Brésil (Martinelli *et al.*, 1989).

CONCLUSION

Les résultats obtenus dans les Andes de Bolivie montrent l'existence d'une forte hétérogénéité régionale, tant au niveau de la production de matières particulaires que de matières dissoutes.

Le long des deux principaux transects (Rios Béni et Mamoré), le flux de matières dissoutes est conservatif, avec une augmentation progressive d'amont en aval liée à l'augmentation des débits. Par contre le même suivi d'amont en aval des flux de matières en suspension, montre l'existence de phénomènes de dépôts dans la partie aval des vallées andines, mais surtout dans les Llanos.

Si les flux de matières dissoutes observées en Bolivie et au Brésil sont concordants, il n'en est pas de même pour le flux des matières particulaires. Les différences observées (facteur 2) peuvent vraisemblablement être imputées aux méthodes et à la fréquence de l'échantillonnage, ainsi qu'au mode de calcul des flux. Pour l'avenir, il faudrait définir une méthodologie commune, afin de pouvoir comparer les résultats, et être ainsi en mesure d'apprécier la variabilité amont-aval des flux sédimentaires.

REFERENCES

- Bordas, M.P., Lanna, A.E., Semmelmann, F.R. (1988). Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires, 359-368. In *Sediment Budgets*, Bordas M.P. & Walling D.E. (eds.), IAHS Publ. 174.
- Bourges, J., Hoorelbecke, R., Cortez, J., Carrasco, L.M. (1993). Los regimenes hidrológicos de la cuenca amazonica de Bolivia, 125-134. In *Seminario sobre el PHICAB*, M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz (eds.), La Paz, Nov. 1992.
- DNAEE-CGRH/ORSTOM. (1994). Mapa de disponibilidade hídrica da Bacia Amazônica do Brasil. Publ. DNAEE-CGRH Brasília.
- Ferreira, J.R., Devol, A.H., Martinelli, L.A., Forsberg, B.R., Victoria, R.L., Richey, J.E., Mortatti, J. (1988). Chemical composition of the Madeira river: seasonal trends and total transport. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Scope/Unep Sonderband 66* : 63-75.
- Filizola, N., Guyot, J.L. (1994). The DNAEE sedimentometric network, Amazon region, Brazil, 26-31. In *Sediment quality monitoring and assessment*, GEMS, Buenos Aires, June 1994.
- Gibbs, R.J. (1967). The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin* 78 : 1203-1232.
- Guyot, J.L. (1993). Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. *Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris*, 261 p.
- Guyot, J.L., Calle, H. (1990). Utilisation de mesures journalières de la turbidité pour l'estimation des flux de matières en suspension. L'exemple des fleuves andins de Bolivie, 271-274. In *Hydrology in Mountainous Regions*, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS Publ. 193.
- Guyot, J.L., Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M.A., Calle, H., Cortes, J., Barragan, M.C. (1988). Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie, 443-451. In *Sediment Budgets*, M.P. Bordas & D.E. Walling (eds.), IAHS Publ. 174.
- Guyot, J.L., Bourges, J., Calle, H., Cortes, J., Hoorelbecke, R., Roche, M.A. (1989). Transport of suspended sediments to the Amazon by an andean river : the River Mamore, Bolivia, 106-113. In *River Sedimentation*, IRTCES, Beijing, November 1989.
- Guyot, J.L., Bourges, J., Cortes, J., Jouanneau, J.M., Quintanilla, J., Roche, M.A. (1991). Regimes hidroquímicos e dos sedimentos dos rios da bacia amazônica da Bolívia, 149-158. In *IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Rio de Janeiro, Novembro 1991, Publ. ABRH, Anais 2.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Quintanilla, J., Wasson, J.G. (1993). Les flux de matières dissoutes et particulaires exportés des Andes par le Rio Béni (Amazonie Bolivienne), en période de crue. *Geodinamica Acta*, 6(4) : 233-241.
- Guyot, J.L., Bourges, J., Cortez, J. (1994). Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin, 223-231. In *Variability in stream erosion and sediment transport*, IAHS, Canberra, Dec.1994.

- Martinelli, L.A., Devol, A.H., Forsberg, B.R., Victoria, R.L., Richey, J.E., Ribeiro, M.N. (1989). Descarga de sólidos disueltos totales do Rio Amazonas e seus principais tributários. *Geochim. Brasil.*, 3(2) : 141-148.
- Martinelli, L.A., Forsberg, B.R., Victoria, R.L., Devol, A.H., Mortatti, J., Ferreira, J.R., Bonassi, J., De Oliveira, E. (1993). Suspended sediment load in the Madeira river. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst., Univ. Hamburg*, 74 : 41-54.
- Meade, R.H. (1994). Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary International*, 21 : 29-39.
- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.M., Salati, E. (1985). Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* 228 : 488-490.
- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F., Costa Rodrigues, F.M., Do Vale, C.M., Edmond, J.M. (1979). Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278 : 161-163.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Callède, J., Oliveira, E. de, Guimarães, V., Cudo, K.J., Aquino, M. de. (1993). Hidrologia de la cuenca amazónica brasilera: HIBAM. Primeros resultados sobre la cuenca del Río Madeira, 155-164. In Seminario sobre el PHICAB, M.A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz (eds.), La Paz, Nov. 1992.
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E. de, Guimarães, V., Chaves, A. (1994). Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. *A água em Revista*, 2(3) : 31-36. CPRM, Rio de Janeiro.
- Mortatti, J., Ferreira, J.R., Martinelli, L.A., Victoria, R.L., Tancredi, A.C.F. (1989). Biogeochemistry of the Madeira river basin. *GeoJournal*, 19(4) : 391-397.
- Mortatti, J., Probst, J.L., Ferreira, J.R. (1992). Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basins (Rondonia, Brazil). *GeoJournal*, 26(3) : 287-296.
- 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.
- Roche, M.A., Fernandez, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E., Montañó, J.L. (1992). Balance hídrico de Bolivia. *Publ. Phicab*, 16 p.
- Roche, M.A., Fernandez, C. (1988). Water Resources, Salinity and Salt Yields of the Rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology* 101 : 305-331.
- Sioli, H. (1984). The Amazon and its main affluents : Hydrography, morphology of the river courses, and river types, 127-165. In *The Amazon*, Sioli H. (ed.), W. Junk, Dordrecht.

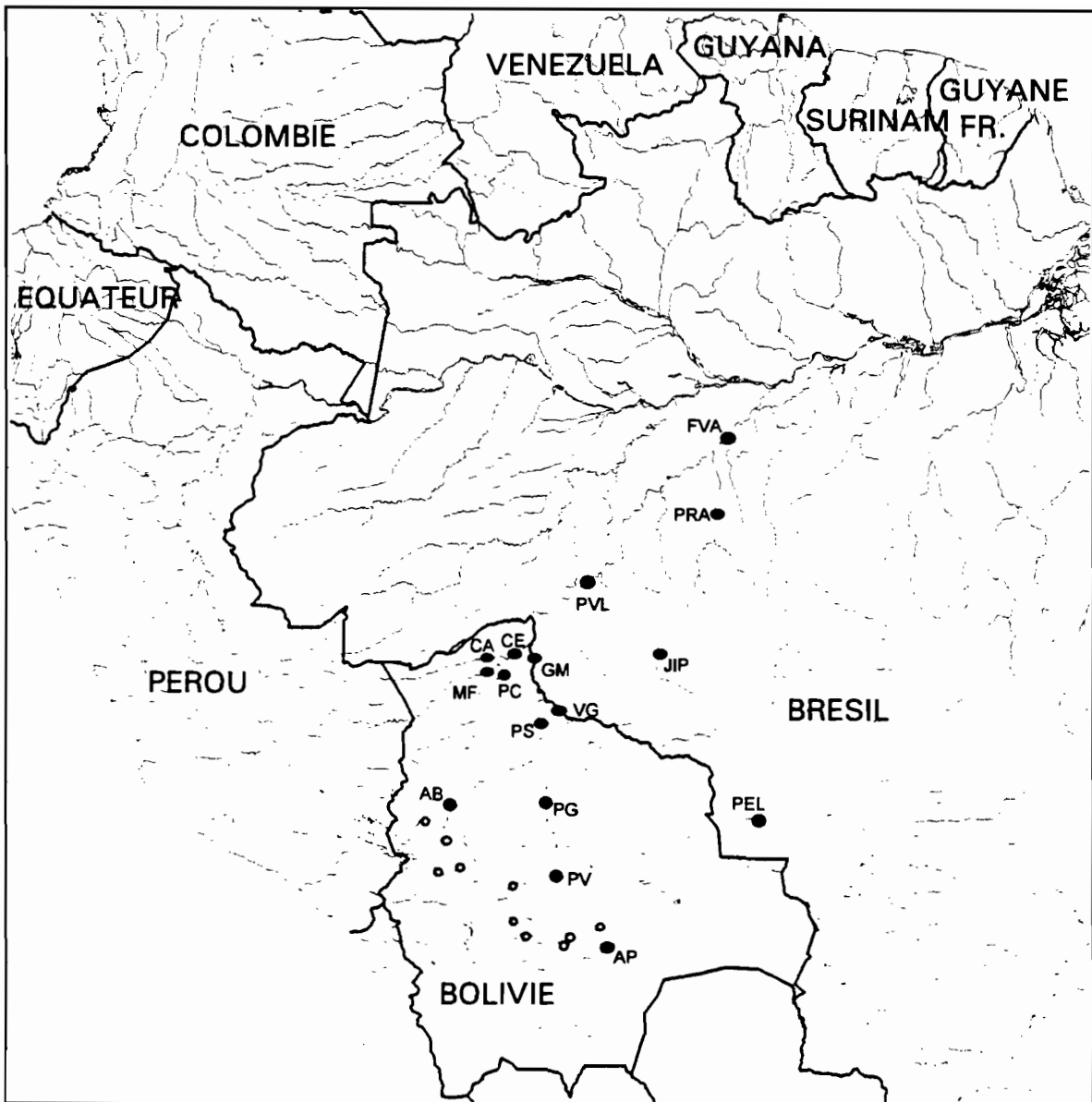


Figure 1 : Le bassin de l'Amazone

[●: station hydrométrique du PHICAB en Bolivie, station sédimentométrique du DNAEE au Brésil, ○ quelques stations sédimentométriques dans les Andes de Bolivie]

Figure 2 : MES vs. débit pour quelques stations de Bolivie

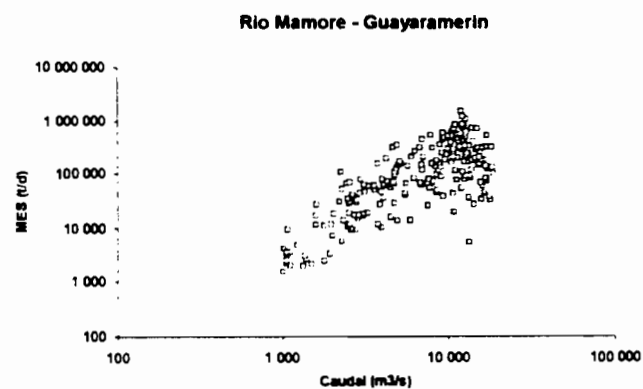
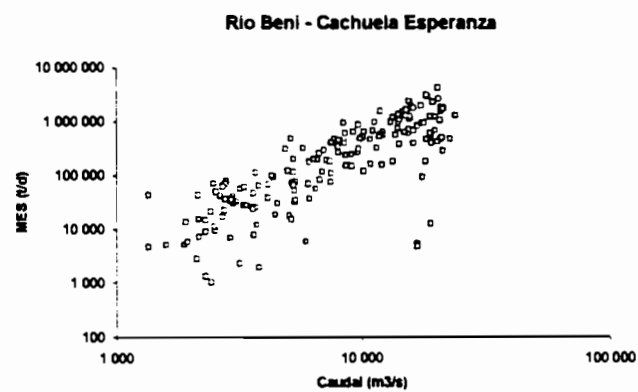
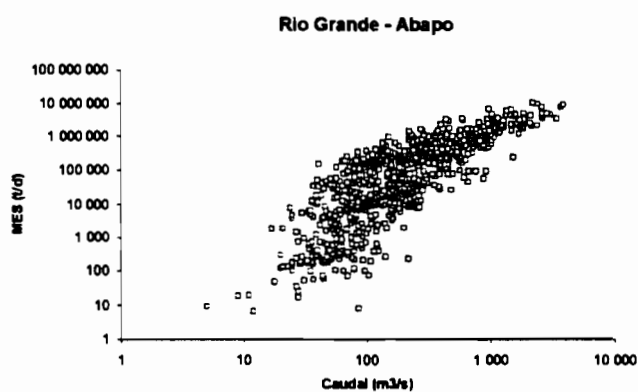
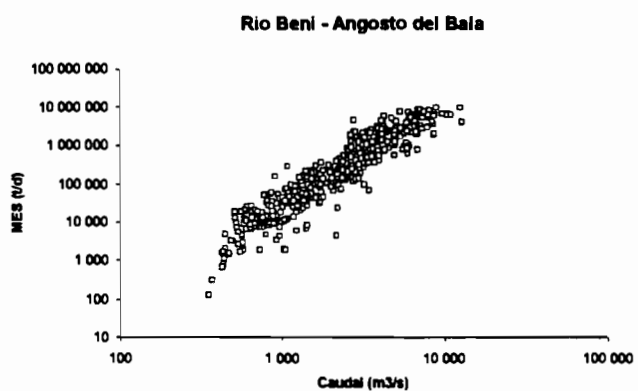
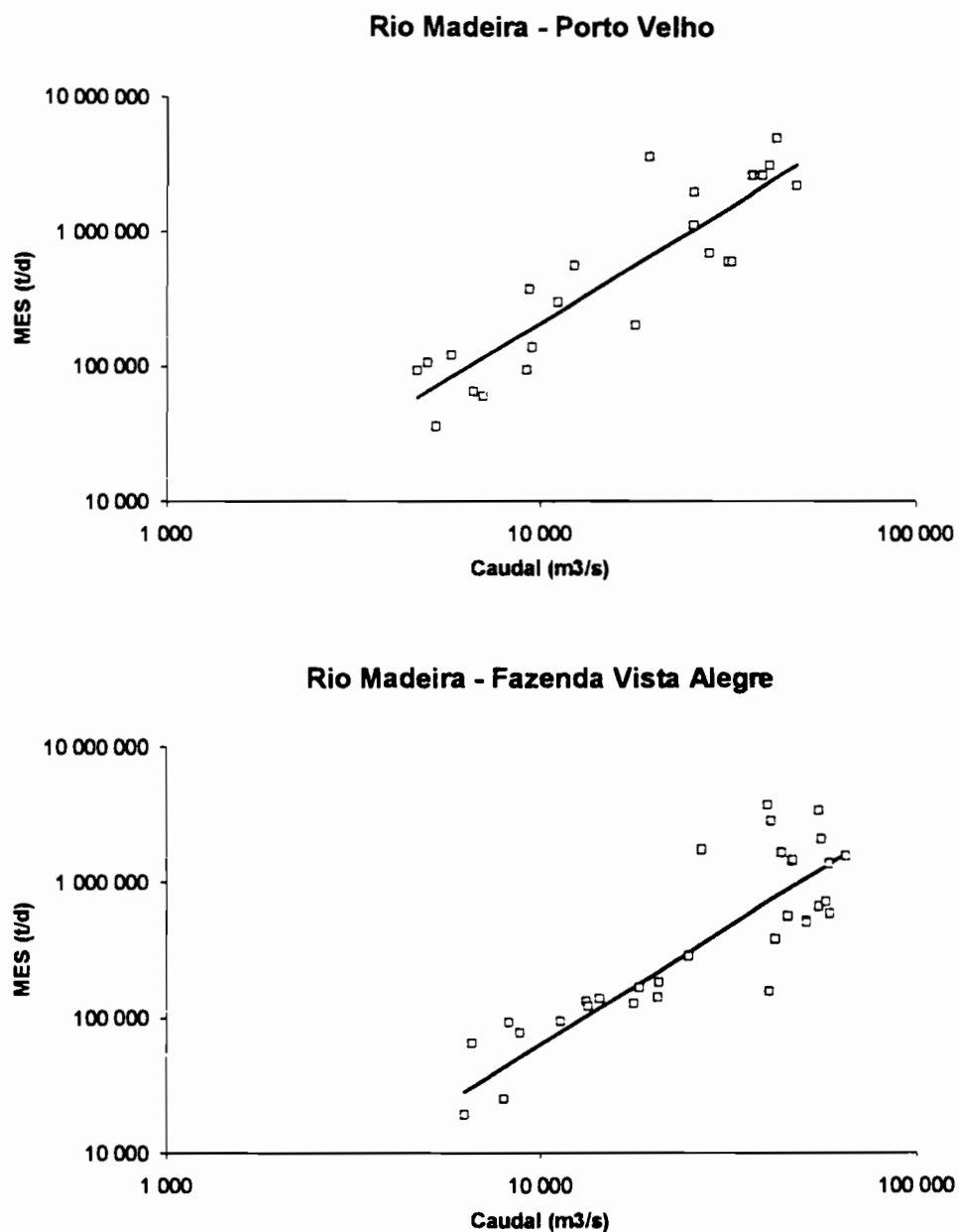


Figure 3 : courbe d'étalonnage $QS = f(Q)$ pour le calcul des flux de MES au Brésil



ANDEAN CONTRIBUTIONS TO THE BIOGEOCHEMISTRY OF THE AMAZON RIVER SYSTEM

M. E. MCCLAIN¹, J. E. RICHEY¹ and R.L. VICTORIA²

Abstract - The biogeochemistry of Andean rivers may play a significant role in determining the basin-wide biogeochemistry integrated into the mainstem Amazon River of Brazil. Available data for organic C, NO₃⁻, and PO₄³⁻ in Andean rivers are highly variable and reveal no clear spatial or altitudinal patterns in concentrations. In general, concentrations measured in Andean rivers are similar to those reported in the mainstem Amazon river and its major tributaries. Explanations of processes which alter Andean-derived particulates and solutes as they exit the cordillera are only speculative at this time, but their net effect is to diminish Andean signals through decomposition and dilution by lowland-derived material. Analyses of ¹³C in particulate and dissolved organic matter of the mainstem Amazon provide evidence that some fraction of Andean derived material persists within the river system, ultimately to be discharged to the Atlantic Ocean. In 1994 a new collaborative research program was launched to further characterize the biogeochemistry of Andean rivers, both from local and basin-wide perspectives.

Resumen - La biogeoquímica de los ríos andinos podría ejercer una influencia significativa sobre la biogeoquímica integrada de la cuenca amazónica observada en el curso principal brasileño del Río Amazonas. Los datos sobre C orgánico, NO₃⁻, y PO₄³⁻ provenientes de esta región son muy limitados. Estas concentraciones son altamente variables y no presentan claros patrones geográficos o de altitud. En general, las concentraciones obtenidas en estos estudios presentan valores similares a aquéllos observados en el curso principal del Río Amazonas y sus afluentes más importantes. Actualmente sólo existen explicaciones especulativas de los procesos que modifican las partículas y solutos de origen andino cuando éstos dejan atrás la cordillera; sin embargo, estos procesos tienen el efecto neto de disminuir la señal andina a consecuencia de su descomposición y diluirla por la añadidura de materiales provenientes de las planicies bajas. El contenido de ¹³C en el material orgánico disuelto y particular en el curso principal del Río Amazonas constituye una evidencia concreta de que cierta fracción del material andino persiste en el sistema fluvial y es transportado eventualmente hacia el Océano Atlántico.

Un nuevo programa colaborativo de investigación se inició en 1994 con el propósito de caracterizar de una manera más completa la biogeoquímica de los ríos andinos, desde una perspectiva que incluya tanto la cuenca entera como la escala local. Este programa persigue entre sus objetivos principales, determinar la composición de C, N y P en las fases disueltas y particulares y comprender más adecuadamente la secuencia de procesos que modifican el material de origen andino cuando este deja la cordillera y es transportado a través de las planicies bajas.

INTRODUCTION

As the ultimate source for many of the important rivers of the Amazon basin, the Andean Cordillera significantly influences the overall biogeochemistry of the river system. Moreover, in

¹ Univ. Washington School of Oceanography, B. 357940, Seattle, Washington 98195-7940 USA.

² Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Univ. de São Paulo, 13400 Piracicaba, SP Brasil.

light of the predominant role played by the Amazon river in transfers of bioactive elements from continents to the ocean, the contributions of the Andes may be felt globally. But what is the role of Andean ecosystems and rivers in the basin-wide biogeochemistry integrated into the mainstem Amazon river? How far down-stream are Andean signals recognizable, and how do Andean-derived materials interact with lowland materials to produce the dissolved and particulate load exported to the Atlantic Ocean? These questions reflect upon a central question for all studies of large river systems, that is, *How does the river system obtain and subsequently modify its biogeochemical composition?* The overall question can be divided into parts:

- (1) *How is the biogeochemical signature which persists through the river system imparted by the (aggregated) land surfaces?*
- (2) *How is the land-derived signature modified through transit within the river system?*

For the Amazon basin, we do not yet completely understand where particular materials enter the river system, nor do we completely understand the nature of processes regulating the input of these materials. Our previous observations along a 1800 km reach of the mainstem Amazon in Brazil reveal minimal changes in bioactive element compositions and concentrations, indicating that the largest reaches of the river system are effectively transporting a complex compositional fingerprint which is imprinted somewhere up-stream. Especially for constituents such as dissolved and particulate organic material (DOM and POM), it is necessary to seek out these up-stream "set points" in order to explain the resulting compositional fingerprints exported to the ocean.

Hence, the importance of understanding sediment and water generation and biogeochemical processes in the Andean portion of the basin is crucial to understanding the dynamics of the overall system. We expect that while erosion is great in the high Andes (>4000m), organic matter input is low. In mid-altitude zones where high organic matter availability is coupled with moderate to high erosion, input of POM should dominate over DOM. After the transition to low relief, a significant amount of POM of upland origin is stored in river bars and floodplains, where it "ages" and further degrades before remobilization by erosion. In low relief terra firme areas where erosion is minimal, organic matter input should be dominated by low molecular weight, highly degraded DOM, especially in regions of highest groundwater flow through soils of minimal particle surface area (i.e. areas of campina forest over spodosols).

In this paper we examine what is currently known of the biogeochemistry of the Andean rivers and what Andean signals are detectable in the mainstem of the river. We also describe a recently launched collaborative research effort to improve our understanding and test our emerging hypotheses.

THE AVAILABLE DATA

Of the 6 million km² encompassed by the Amazon basin, roughly 10% lies at greater than 500 m in the Andes. This small fraction of the basin gives birth to four of the major tributaries to the mainstem; the Amazonas (Perú), Madeira, Içá, and Japurá. The Amazonas and Madeira are major rivers in their own right, accumulating the flows of other important tributaries such as the Napo, Marañón, and Ucayali in the case of the Amazonas, and the Madre de Dios, Beni, and Mamoré in the case of the Madeira. The Andes are distinct from other regions of the Amazon basin; they are geologically young (Neogene) and tectonically active. The region is characterized

by extremes of temperature and precipitation, factors which when combined with the steep relief and young geology produce intense regimes of physical and chemical erosion. Alpine tundra dominates at higher altitudes, but as elevations drop, tundra is replaced by rugged montane forests.

Biogeochemical data for Andean rivers are limited, especially with regard to C, N, and P. The one exception is the organic C dataset generated by the PHICAB program in Bolivia (Guyot, 1992). This dataset, along with inorganic N and P data from Stallard and Edmond (1983) and Patrick et al. (1966), constitutes the currently available data on the biogeochemistry of C, N, and P in Andean rivers draining to the Amazon basin.

Headwaters of the Madeira River

The Madeira river receives the majority of its flow (~60%) from the Beni and Mamoré rivers, which originate in the Bolivian Andes. The remainder of its flow (~40%) comes from the Madre de Dios, which originates in the Southern Andes of Perú and merges with the Beni approximately 150 km up-stream of the Beni/Mamoré confluence. The combined flow of these rivers, and thus the flow of the Madeira as it enters Brazil, is approximately $17,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Aliaga, 1992) (Fig. 1). The total drainage area of the Madeira up-stream of this point is $8.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ or just under 15% of the total Amazon drainage basin.

The biogeochemistry of carbon in Andean rivers of the Bolivian Amazon was investigated as part of the PHICAB Program (Programa Hidrológico y Climatológico de la Cuenca Amazonica de Bolivia) (Guyot, 1992; PHICAB, 1993). During the years 1983 to 1991, a total of 395 Bolivian rivers were sampled at least once, while 12 permanent stations of the PHICAB network were sampled between 35 and 105 times each (Guyot et al., 1992). Samples were analyzed primarily for geochemical parameters such as major cations and anions, but dissolved and particulate organic carbon were analyzed for 48 stations (Guyot & Wasson, 1994). No data are available for organic and inorganic N and P, and inorganic C was found to be dominated by geochemical reactions (Guyot, 1992).

Particulate organic carbon (POC) concentrations determined by Guyot (1992) were highly variable; at 18 stations above 500 m POC ranged from 0.1 to 36.1 mg/l, with an average of 8.6 mg/l (SD = 10.4). Similarly, POC concentrations at 30 stations below 500 m ranged from 0.0 to 68 mg/l, with an average of 6.2 mg/l (SD = 15.2). Guyot (1992) also examined the relationship between POC and suspended sediment, concluding that, in the Andean portions of the basin, both POC and suspended sediment derive from the massive erosion of hillslopes in the valleys. As in the mainstem (Richey *et al.*, 1990), POC concentrations averaged near 1% of total suspended

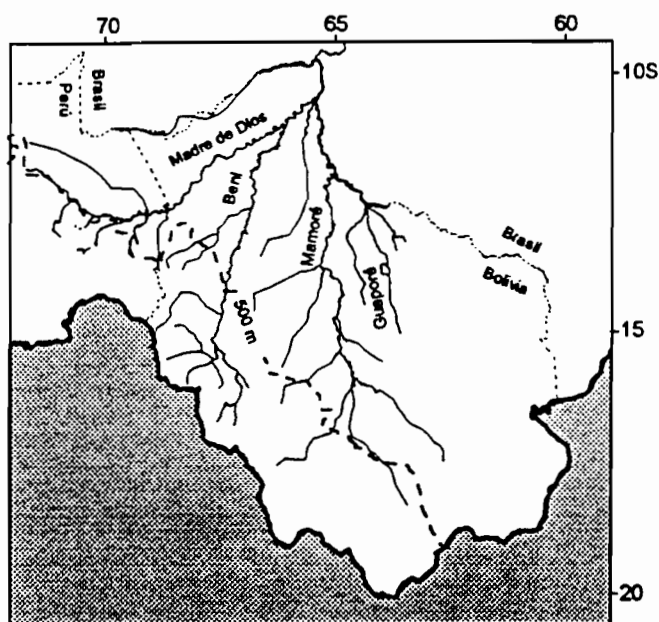


Fig 1: Map of the upper Madeira drainage basin of Bolivia.

solids and varied inversely with total suspended solids concentrations (Fig. 2). In the Llanos (lowlands) beyond the Andes, additional POC of lowland origin is added to the suspended load of Andean origin (Guyot, 1992).

Guyot and Wasson (1994) investigated the patterns of dissolved organic carbon (DOC) at the same 48 river stations of the Bolivian Amazon and, unlike POC, there were clear differences in the DOC content of Andean and lowland rivers. DOC in 18 Andean rivers sampled above 500 m ranged from 1.2 to 6.5 mg/l, with an average of just 1.9 mg/l (SD = 1.1), while at 30 stations sampled at less than 500 m DOC ranged from 1.3 to 7.4 mg/l, with an average of 4.3 mg/l (SD = 1.9) (Fig. 3).

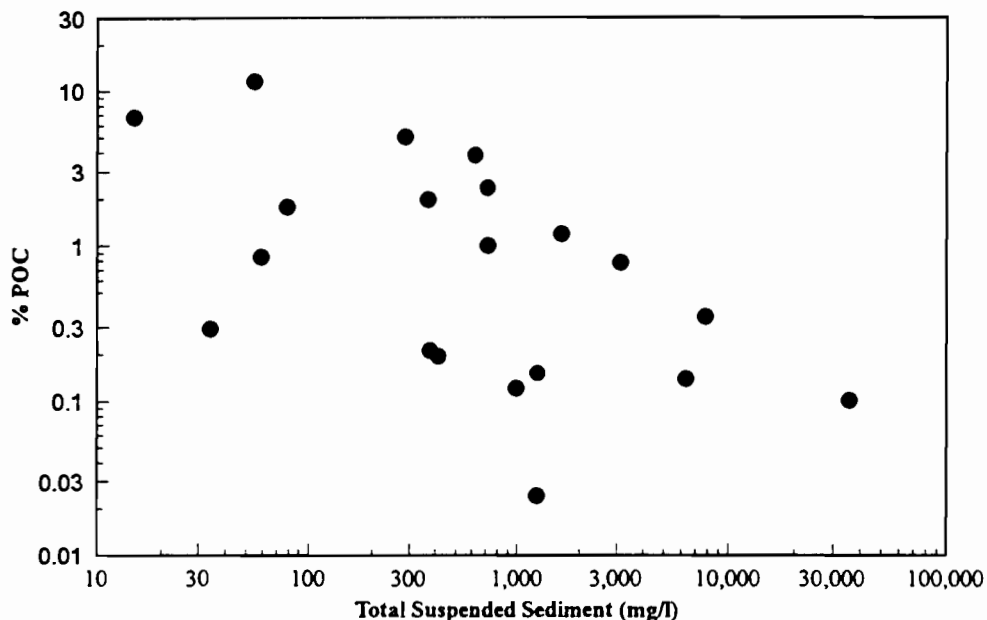


Fig. 2: Plot of the percent POC vs. total suspended sediment concentration for Bolivian river stations at or above 500 m altitude (Guyot, 1992)

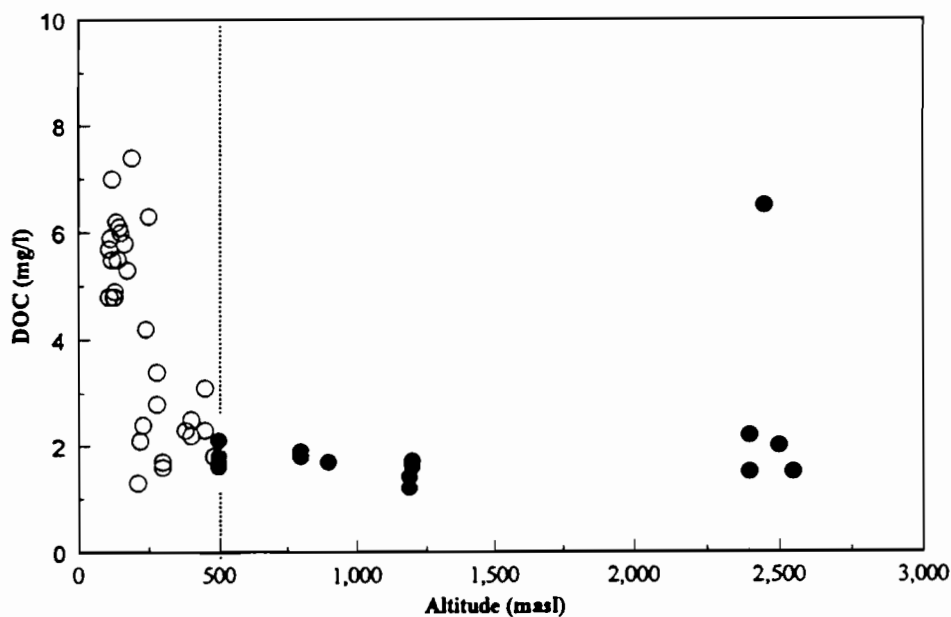


Fig. 3: Plot of DOC concentration vs. altitude for Bolivian river stations (Guyot, 1992)

Stallard (1980) sampled six river stations in the headwaters of the Mamoré basin and analyzed for NO_3^- and PO_4^{3-} in addition to a suite of geochemical parameters. He found NO_3^- concentrations ranging from 6.3 to 61 μM , with an average of 29.0 μM (SD = 24.9). PO_4^{3-} concentrations determined at five of these stations ranged from 0.09 to 1.9 μM , with an average of 0.8 μM (SD = 0.7). The NO_3^- values were considerably higher than the 3.4 μM measured in the Mamoré near its confluence with the Beni (Stallard, 1980). Stallard (1980) did not report PO_4^{3-} concentrations for the lowland Mamoré, so no comparisons were possible.

Headwaters of the Amazonas River

Perú and Ecuador contain the headwaters of the Amazonas river, which becomes the mainstem (Solim es-Amazonas) as it flows eastward. The Amazonas is formed by the convergence of the Ucayali and Marañón rivers. The Napo flows out of Ecuador, joining the Amazonas just down-stream of the City of Iquitos (Fig. 4). The resulting combined flow is on the order of 50,000 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. The total drainage area of the Amazonas as it enters Brazil is slightly less than 1 million km^2 , or just over 15% of the total Amazon drainage basin.

Biogeochemical data for the Andean headwaters of the Amazonas are more limited than those of the Madeira in that no data are available concerning organic C, N, or P. During a mid-1960's expedition of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia, four rivers were sampled in the Huallaga basin near Tingo Maria (Fig. 4). Analyses of inorganic nitrogen yielded an average concentration of 26.3 μM (SD = 5.1), with NH_3 being the dominant species (Patrick *et al.*, 1966). Phosphate analyses of these samples averaged 0.6 μM (SD = 0.4). The dominance of NH_3 is surprising given that O_2 levels were high in the rivers. Stallard sampled a total of 30 river stations in the Marañón and Ucayali drainages.

NO_3^- concentrations reported for 28 of these stations ranged from 1.2 to 46 μM , with an average of 13.3 μM (SD = 10.7). PO_4^{3-} concentrations reported for 7 stations ranged from 0.5 to 1.1 μM , with an average of 0.8 μM (SD = 0.2). These headwater averages for NO_3^- and PO_4^{3-} were slightly higher than concentrations measured at Iquitos in the lowlands, but the difference was not statistically significant. It is also interesting to note that Stallard's average concentration for NO_3^- in Peruvian river stations (13.3 μM) is only half that of his Bolivian stations (29.0 μM), however, the large variability about these averages makes this difference insignificant also. Inorganic carbon in these rivers is strongly correlated with geochemical weathering processes (Stallard and Edmond, 1983).

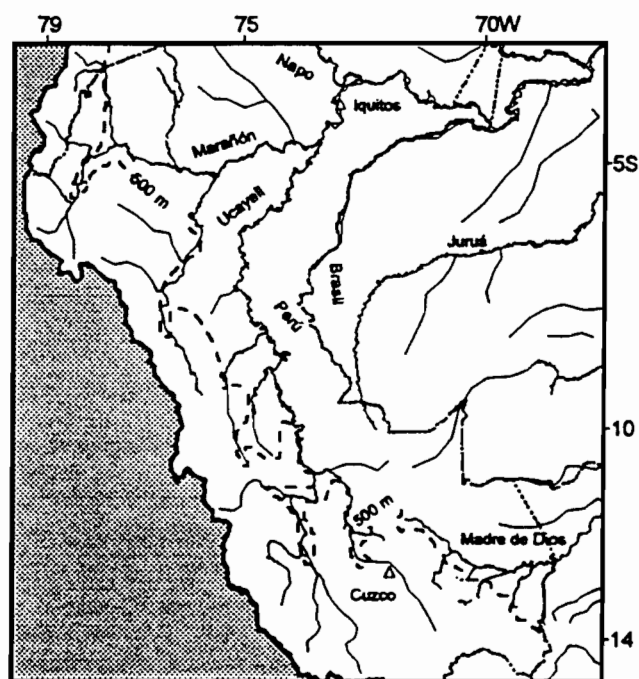


Fig 4: Map of the upper Amazonas drainage basin of Peru.

Headwaters of the Içá and Japurá Rivers

Colombia occupies only 6% of the Amazon basin, but it contains the headwaters of two of the mainstem's major tributaries. The Rio Putumayo originates in the border region of Colombia and Ecuador. Its course defines the borders of Colombia/Ecuador and Colombia/Perú before cutting the narrow panhandle of Colombia and entering Brazil (Fig. 5). In Brazil its name changes to Içá. The Rio Caquetá also originates in the southern portion of Colombia, traversing the Colombian Amazon plain to the Brazilian border, where its name changes to Japurá. North of the Caquetá, Colombian rivers feed into the Orinoco Basin.

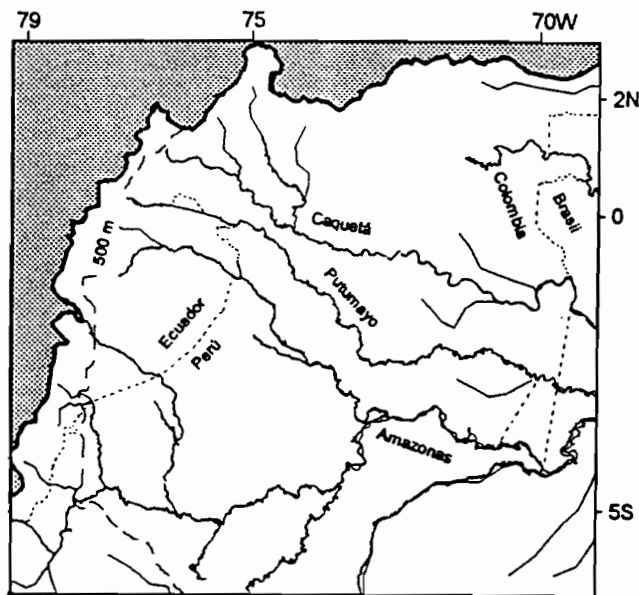


Fig 5: Map of the upper Putumayo and Caquetá drainage basins of Colombia.

The annual combined flow of the Içá and Japurá to the mainstem is on the order of $22,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, or just over 10 % of the mainstem discharge at Obidos (Fig. 6) (Richey *et al.*, 1986). To our knowledge there are no biogeochemical data available for the headwaters of these rivers. Data are available for the mouths of the Içá and Japurá where they intersect the mainstem, but signals there are most likely highly altered by processes operating in the lowland areas which comprise the majority of the Içá and Japurá basins.

Andean Signals in the Mainstem Amazon River of Brazil

For more than a decade the CAMREX (Carbon in the Amazon River Experiment) Project has investigated the hydrology and biogeochemistry of the mainstem Amazon river and its major Brazilian tributaries (Fig. 6). To date, the project has conducted 13 major cruises over a 1800 km reach of the mainstem extending from Vargem Grande (350 km east of the Perú/Brazil border) down-stream to Obidos. Cruises were arranged to sample the river at various stages of the annual hydrograph. In addition, in 1983 the project established a time-series station on the mainstem at Marchantaria, near Manaus (Fig. 6). This station was sampled at approximately monthly intervals between 1983 and 1992, and it is still sampled today, although less frequently.

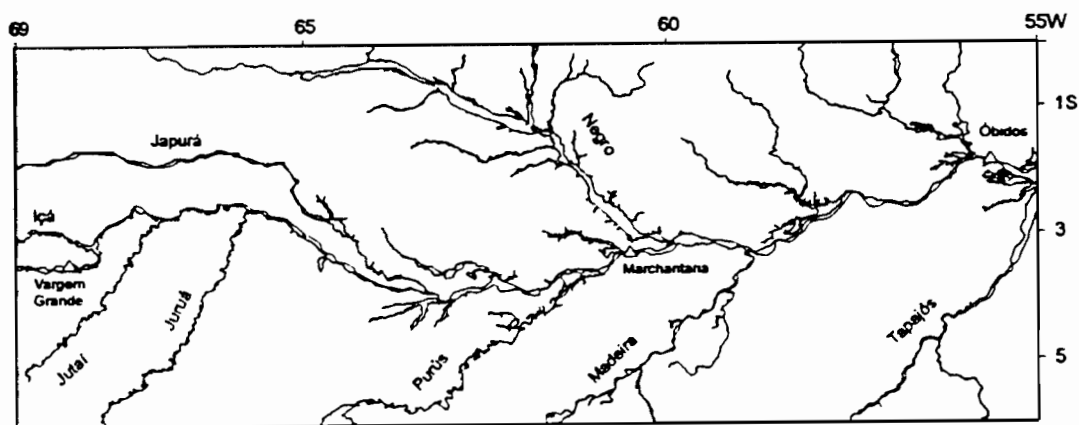


Fig 6: Map of the mainstem Amazon river of Brazil and its major tributaries. Shown are up-river and down-river stations of the CAMREX Project. Marchantaria is a time-series station sampled regularly since 1983.

Along the mainstem Amazon of Brazil, tributaries originating in the Andes are distinct from those of lowland origin. The most dramatic distinction is certainly sediment load, as more than 90% of sediment carried by the mainstem is derived, in roughly equal proportions, from the Solimões and Madeira (Meade, 1985; 1994). Andean tributaries are also distinct in their geochemistry, as they carry significantly higher concentrations of total cations, reflecting the more active weathering regime of the Andes (Gibbs, 1967; Stallard & Edmond, 1983). CAMREX's Marchantaria time-series station has provided some new insight into Andean controls on the seasonal patterns of several components of the river load (Devol et al., in press). Using 20 years of discharge data provided by DNAEE (Brazilian Departamento Nacional de Agua e Energia Eléctrica), Devol et al. estimated the relative percent contributions of flow from *Andean* (defined as discharge at São Paulo de Olivença), tributary (the combined flows of the Içá, Japurá, Jutá, Juruá, and Purús), and local (the difference between total flow and the sum of Andean and tributary flows) sources (Fig. 7).

They then regressed a suite of chemical variables against these sources, as well as river slope and stage. The resulting regression equations revealed that, as would be expected, concentrations of fine suspended sediment, alkalinity, and calcium, correlated best with percent Andean water. An unexpected finding was that silica and potassium correlated best with percent local water, revealing the importance of silicate mineral weathering in the regions bordering the mainstem and on the floodplain. Bioactive compounds such as O₂, CO₂, and NO₃⁻ correlated best with river stage, suggesting that their concentrations are more strongly controlled by in-channel processes and not percent contribution of any one source.

Phosphorus is one bioactive element that did not follow this pattern, as its total concentration correlated strongly with fine suspended sediment and thus percent Andean water (Devol *et al.*, in press).

The origins and decompositional state of organic matter carried by the mainstem have been partially elucidated through combined molecular, elemental, and isotopic characterizations (Ertel *et al.*, 1986; Hedges *et al.*, 1986a; 1986b; 1994). Of these characterizations, the most diagnostic tracer of Andean sources is the ¹³C content of the organic material (Quay *et al.*, 1992). Plants grown at high altitudes are enriched in ¹³C relative to lowland plants (Korner *et al.*, 1988), thus comparisons of ¹³C concentrations in organic matter from lowland versus Andean tributaries provides a means of estimating magnitudes of Andean contributions. As expected, organic matter in tributaries of Andean origin is consistently enriched in ¹³C relative to that in lowland tributaries (Table 1). Using a two end-member mixing approach, Quay *et al.* (1992) estimated that roughly 65% of the fine particulate organic matter (FPOM) carried by the mainstem at Obidos derived

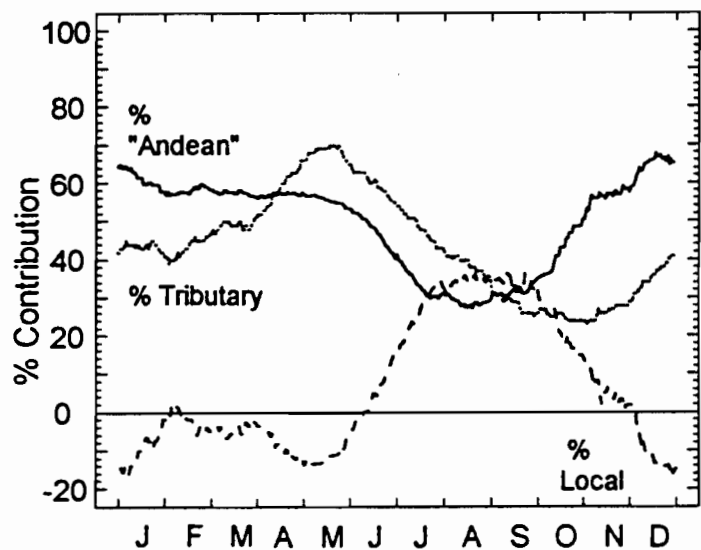


Fig 7: Relative contributions of "Andean", tributary, and local water sources to the total discharge at the Marchantaria time-series station.

from Andean tributaries. This is not to say, however, that 65% of the FPOM at Obidos derived from the Andes, as lowland derived organic matter in the Madeira and Solimões basins is also factored into these calculations. If one substitutes the maximum ^{13}C measured by Cai *et al.* (1988) (-24.5 ‰) in the Peruvian headwater rivers for the average ^{13}C content at the mouths of Andean tributaries, the proportion of Andean-derived FPOM at Obidos decreases to roughly 27%. The true value for Andean-derived FPOM at Obidos probably lies somewhere between 27 and 65%, which is quite significant given that Andean headwaters may be several thousand kilometers upsteam.

Table 1: $\delta^{13}\text{C}$ of fine particulate organic matter from the major tributaries to the mainstem Amazon river of Brazil (Quay *et al.*, 1992). The highest per mil (‰) concentrations occur in rivers with the largest Andean drainage (Solimões and Madeira), while the lowest concentrations occur in rivers with entirely lowland drainage (Negro and Jutai)

Category	River	$\delta^{13}\text{C}$ FPOC (‰)
Andean whitewater	Solimões (Vargem Grande)	-26.8 ±0.3
	Madeira (at confluence)	-26.8 ±0.5
Andean whitewater (with large lowland drainage)	Içá	-28.3 ±0.7
	Japurá	-28.2 ±1.1
	Juruá	-28.9 ±0.8
	Purús	-28.8 ±0.9
Lowland blackwater	Negro	-28.2 ±0.9
	Jutai	-30.1 ±2.6

The ^{13}C content of mainstem DOM follows the same general pattern as FPOM, with higher concentrations reported in DOM from Andean tributaries (Quay *et al.*, 1992). The data were insufficient to quantify the Andean contribution to DOM fluxes at Obidos, but the simple recognition of Andean DOM input to the mainstem is somewhat remarkable.

DISCUSSION

From the findings presented in the preceding sections, one may begin to construct a general picture of the biogeochemistry of Andean rivers draining to the Amazon basin. Overall, concentrations of inorganic N and P lie mostly within the ranges reported for the mainstem Amazon and its major tributaries, while total organic carbon concentrations are slightly higher and much more variable (Richey *et al.*, 1990; Richey and Victoria, 1993). Within the cordillera no clear spatial or altitudinal patterns in concentrations were discernable from the available data. Insights into the dynamics of POC at the lowland margin of the Andes can be drawn from the data of Guyot (1992). As Andean rivers exit the cordillera, they carry suspended loads of POC and mineral matter. Once in the lowlands, however, tributaries contribute POC with little associated mineral matter (Guyot, 1992). One would anticipate, then, an increase in percent POC of the suspended load as rivers move across the lowlands. This increase does not appear in the data of Guyot (1992), nor is there any clear correlation between percent POC and altitude. Barring

unrepresentative data, two fates are possible for the pool of POC introduced in the lowlands: (1) it may be quickly remineralized in the system and thus lost, or (2) it may replace remineralized POC of Andean origin. There may be some precedent for option 2, at least with respect to Andean soil-derived POC. Andean soils tend to accumulate organic matter because decomposition rates are slowed by the cold temperatures typical of higher elevations (Alexander and Pichott, 1979). As these soils are eroded and transported down-stream, they are exposed to increasing temperatures and the associated organic matter becomes unstable. Thus Andean soil-derived POC is to some degree predisposed to remineralization in lowland environments, while lowland-derived POC may be more stable in the ambient conditions. The question of the extent to which Andean POC is replaced by lowland POC is an interesting topic of current research, with repercussions for the role of Andean-derived POC in the biogeochemistry of the mainstem.

DOC concentrations at lowland stations are significantly higher than concentrations in cordillera stations. Guyot and Wasson (1994) attribute this to DOC input from wetlands in the lowlands. As with POC there is a question as to what proportion of DOC in the lowland rivers is of Andean origin and what is its likely fate in the lowland environments?

Stallard and Edmond (1983) offered no explanation for their observed concentration patterns of NO_3^- and PO_4^{3-} beyond stating that, because they did not correlate with geology, they reflect biologically driven production and consumption of nutrients. Stallard and Edmond (1983) consistently reported higher concentrations of NO_3^- in their Andean stations than in their lowland stations, suggesting that there may be a dilution of Andean inputs by nutrient depleted lowland waters.

The Andes are indisputably the ultimate source of most of the sediment load discharged by the mainstem Amazon river, but their role as a source for organic material and inorganic nutrients remains uncertain. Data from Marchantaria clearly link total P concentrations to fine suspended sediment loads, suggesting that the Andes may also be the primary source of P carried by the mainstem. In contrast, NO_3^- concentrations were linked primarily to inchannel processes of organic N mineralization. The Andes are therefore unlikely to be the source of this NO_3^- but they may still play a role by supplying some fraction of the organic N which is remineralized. Isotopic evidence suggests that Andean derived organic matter is included in the FPOM and DOM pools of the mainstem (Quay *et al.*, 1992). For FPOM, the fraction of Andean-derived material may be quite significant (27-65%). This suggestion raises the very interesting question of how Andean organic matter survives the long transport (including storage time) through the river system to the mainstem? This material is clearly already highly refractory, but additional preservation mechanisms such as adsorption-linked protection from decomposition may also prove important.

NEW RESEARCH DIRECTIONS IN ANDEAN RIVER BIOGEOCHEMISTRY

Much remains to be done in characterizing the biogeochemistry of Andean rivers, both from a local and basin-wide perspective. In order to improve our present understanding, a new phase of the CAMREX project was launched in 1994. This research effort is being carried out in collaboration with researchers from Universidad Mayor de San Andrés (UMSA - La Paz), Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM - Lima), and ORSTOM (La Paz, Brasilia, Montpellier). Field activities presently consist of a series of sampling expeditions along selected river transects beginning at elevations above 3000 m and descending to the lowlands below 200 m. The objectives of the larger collaboration are multifaceted, but with regard to issues relevant to this manuscript, CAMREX's objectives may be summarized as follows.

1. Determine the C, N, and P composition of particulate and dissolved phases in Andean rivers along altitudinal gradients so as to identify where exported signals originate.
2. Identify and explain processes impacting Andean material as it exits the headwater regions and moves across lowland plains.

In this manner, the research initiated here may be linked to our mainstem database. Objective 1 seeks not only to delineate the Andean "signal"; it also seeks to identify specific source regions within the cordillera. Objective 2 then follows this signal into the lowlands and traces its subsequent modification. Processes of primary concern here are those acting on suspended material deposited in the Andean foreland basin and later resuspended by the meandering course of the river. These deposits are quickly colonized by vegetation (Puhakka et al., 1993) and subjected to processes of soil formation and the addition of new, lowland-derived organic matter. These processes will be investigated by examining sediments deposited in the foreland basin, as well as material transported in to and out of the basin by rivers. The dissolved and particulate loads of the rivers will be concentrated through ultrafiltration. Organic matter from these fractions will be analyzed for a set of molecular, elemental, and isotopic characteristics which identify source materials and reflect pathways and extent of degradation. With regards to inorganic N and P, the turnover rates of these nutrients must be determined in order to estimate the distance to which Andean signals may propagate down-stream.

Acknowledgements - We thank Sheryl Wilhelm and Emilio Mayorga for their careful reviews. We also thank Miles Logsdon for assistance with figures and area calculations.

BIBLIOGRAPHY

- Alexander, E. B., and Pichott, J. H. (1979). Soil organic matter in relation to altitude in equatorial Colombia. *Turrialba*, 29: 183-188.
- Aliaga, A. (1992). Balance hídrico de Bolivia. In *Actas del Seminario sobre el PHICAB*. La Paz, Bolivia, p. 107-116.
- Cai, D. L., Tan, F. C., & Edmond, J. M. (1988). Sources and transport of particulate organic carbon in the Amazon river and estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 26: 1-14.
- Devol, A. H., Forsberg, B. R., Richey, J. E., & Pimentel, T. P. (in press). Seasonal variations in chemical distributions in the Amazon (Solim es) River: A multi-year time series. *Global Biogeochemical Cycles*.
- Ertel, J., Hedges, J. I., Richey, J. E., Devol, A. H., & dos Santos, U. (1986). Dissolved humic substances of the Amazon River System. *Limnology and Oceanography*, 31: 739-754.
- Gibbs, R. J. (1967). The geochemistry of the Amazon river system: Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of suspended solids. *Geological Society of American Bull.*, 78: 1203-1232.
- Guyot, J. L. (1992). *Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne*. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux, 362 p.
- Guyot, J. L., Quintanilla, J., Callidonde, M., & Calle, H. (1992). Distribución regional de la hidroquímica en la cuenca Amazónica de Bolivia. In *Seminario sobre el PHICAB*. La Paz, Bolivia, p. 135-144.
- Guyot, J. L., & Wasson, J. G. (1994). Regional pattern of riverine dissolved organic carbon in the Bolivian Amazonian drainage basin. *Limnology and Oceanography*, 39: 452-458.
- Hedges, J. I., Clark, W. A., Quay, P. D., Richey, J. E., Devol, A. H., & Santos, U. d. M. (1986). Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, 31: 717-738.

- Hedges, J. I., Cowie, G. L., Richey, J. E., Quay, P. D., Benner, R., & Strom, M. (1994). Origins and processing of organic matter in the Amazon River as indicated by carbohydrates and amino acids. *Limnology and Oceanography*, 39: 743-761.
- Hedges, J. I., Ertel, J. R., Quay, P. D., Grootes, P. M., Richey, J. E., Devol, A. H., Farwell, G. W., Schmidt, F. W., & Salati, E. (1986). Organic carbon-14 in the Amazon river system. *Science*, 231: 1129-1131.
- Korner, C., Farquhar, G. D., & Roksandic, Z. (1988). A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude. *Oecologia*, 74: 623-632.
- Meade, R. H. (1985). Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84 No. Open-File Report 85-492. U.S. Geological Survey, 39 p.
- Meade, R. H. (1994). Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco Rivers. *Quaternary International*, 21: 29-39.
- Patrick, R., and nine others (1966) The Catherwood Foundation Peruvian-Amazon expedition: Limnological and systematic studies, Monogr. of the Acad. of Natural Sciences of Philadelphia, no. 14, Fulton Press, Lancaster.
- PHICAB (1993). Actas del Seminario sobre el PHICAB. La Paz, 198 p.
- Puhakka, M., Kalliola, R., Salo, J., & Rajasilta, M. (1993). La sucesión forestal que sigue a la migración de ríos en la selva baja peruana. In R. Kalliola, M. Puhakka, & W. Danjoy (Eds.), *Amazonia Peruana - Vegetación Húmeda Tropical en el Llano Subandino Turku: Amazonia Project Turku University*, p. 167-201.
- Quay, P. D., Wilbur, D. O., Richey, J. E., Hedges, J. I., Devol, A. H., & Martinelli, L. A. (1992). Carbon cycling in the Amazon River: Implications from the ^{13}C composition of particulate and dissolved carbon. *Limnology and Oceanography*, 37: 857-871.
- Richey, J. E., Meade, R. H., Salati, E., Devol, A. H., Nordin, C. F., Jr., & dos Santos, U. (1986). Water discharge and suspended sediment concentration in the Amazon River. *Water Resources Research*, 22: 756-764.
- Richey, J. E., Hedges, J. I., Devol, A. H., Quay, P. D., Victoria, R. L., Martinelli, L., & Forsberg, B. R. (1990). Biogeochemistry of carbon in the Amazon river. *Limnology and Oceanography*, 35: 352-371.
- Richey, J. E., and Victoria, R. L. (1993). C, N, and P export dynamics in the Amazon river, in Wollast, R., Mackenzie, F. T., and Chou, I. (eds.) *Interactions of C, N, P, and S Biogeochemical Cycles and Global Change*, NATO ASI Series, vol. 14, Springer Verlag, Berlin, p. 123-139.
- Stallard, R. F. (1980). Major element geochemistry of the Amazon river system. Ph.D Thesis, Woods Hole Oceanographic Institute. 367 p.
- Stallard, R. F., & Edmond, J. M. (1983). Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophysical Research*, 88: 9671-9688.

**LOS RECURSOS HIDRICOS DE LOS ANDES
Y DEL ALTIPLANO**

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF STABLE ISOTOPE COMPOSITION OF PRECIPITATION OVER THE SOUTH AMERICAN CONTINENT

K ROZANSKI¹ and L. ARAGUAS ARAGUAS¹

Resumen - El Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), en colaboración con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), está llevando a cabo un estudio a escala global de la composición isotópica de la precipitación a partir de muestras mensuales de lluvia recogidas en estaciones meteorológicas. En la actualidad existen alrededor de 60 estaciones en el continente Sudamericano. Durante los últimos años se han establecido en la región varias redes de control con carácter nacional (Argentina, Brasil, Chile, Ecuador, Perú). Los datos aportados por las estaciones incluidas en estas redes representan una valiosa contribución a la red mundial del OIEA / OMM. Este trabajo se centra en el estudio de la variabilidad espacial y temporal de la composición de isótopos estables de la precipitación a escala del continente. En este estudio se examina la relación aparente entre la composición isotópica de la precipitación en la región y algunos parámetros climáticos tales como la cantidad de precipitación y la temperatura del aire.

INTRODUCTION

The International Atomic Energy Agency (IAEA), in collaboration with the World Meteorological Organization (WMO), is conducting a world-wide survey on the isotope composition of monthly precipitation. The programme was launched with the primary objective of providing systematic data on isotope composition of precipitation on a global scale, characterizing their spatial and temporal variability and, consequently, providing basic isotope data for the use of environmental isotopes in hydrological investigations. It soon became apparent that the collected data is very useful also in other water-related fields such as oceanography, hydrometeorology and climatology. The isotope and meteorological data gathered by the network is published regularly by the IAEA in the form of data books [IAEA 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983, 1986, 1990, 1994] and is also available on floppy disks. Basic statistical treatment of the data accumulated till 1987 is available as a separate volume [IAEA, 1992].

At present, around 60 stations are providing information on the stable isotope composition of precipitation over the South American continent (Fig.1). During the recent years, several national monitoring networks have been initiated (Argentina, Brazil, Chile, Ecuador, Peru). They provide a valuable contribution to the global IAEA / WMO database.

Already the first review of the IAEA / WMO database revealed that the observed distribution of deuterium and oxygen-18 in global precipitation can be related to a number of

¹ Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria

environmental parameters characterizing the given sampling site, such as latitude, altitude, distance to the coast, amount of precipitation, surface air temperature (Dansgaard, 1964). The reviews which followed (Yurtsever and Gat, 1981; Gonfiantini, 1985; Rozanski *et al.* 1993) essentially confirmed the early findings of Dansgaard. It was soon realized that the above mentioned empirical relationships (so called "effects") can in fact be considered as a measure of the average degree of rain-out of moisture from the given air mass, on the way from the source region to the site of precipitation.

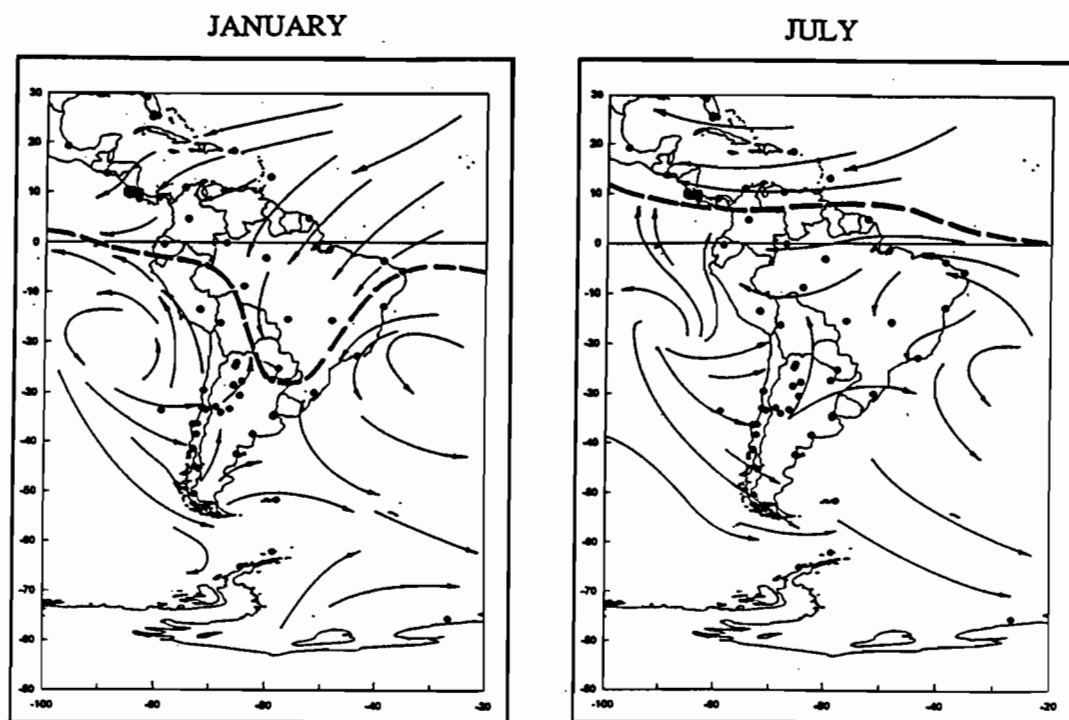


Figure 1: Location of the stations collecting monthly precipitation for isotope analyses on the South American continent and in adjacent regions. The prevailing directions of surface winds and the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) during the austral summer (January) and winter (July) are also marked (after Frère *et al.*, 1978; Graedel and Crutzen 1993).

The paper reviews the available data on spatial and temporal distribution of deuterium and oxygen-18 content in precipitation over the South American continent. This distribution is governed by four major factors: (i) the influence of three major sources of atmospheric moisture (Atlantic and Pacific oceans and the Caribbean Sea), (ii) the mountainous chain of Andes blocking free air flow and leading to enhanced condensation of moisture along the slopes due to orographic uplift of air masses and the associated depletion of rainfall in the heavy isotopes, (iii) the presence of the world largest continental evaporative basin (Amazon Basin), and (iv) the seasonal movement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) over the central and northern part of the continent.

The isotope data available for a number of stations located both in the Andean region and in the lowland are also examined from the point of view of their linkage to the surface air temperature and/or amount of precipitation. The role of atmospheric circulation in controlling isotopic composition of precipitation in the region is discussed in some detail.

Table I. Summary of isotope and meteorological data for selected stations in the region, with continuous record of observations longer than four years.

Station	Longitude		Latitude		Altitude [m]	Annual precip [mm]	Oxygen-18		Deuterium		Deuterium excess ^(*)		Mean annual temp [°C]	$\Delta\delta^{18}\text{O}$ ^(**) [‰]
	[°]	[°]	[°]	[°]			[‰]	n	[‰]	n	[‰]	n		
Veracruz, Mexico	96.13	W	19.20	N	16	1574	-3.96	172	-26.8	139	6.1	136	25.4	1.20
San Salvador (Ilopango), El Salvador	89.12	W	13.70	N	615	1702	-6.86	98	-46.7	74	9.4	73	23.2	0.36
Barbados (Seawell Airport), Barbados	59.29	W	13.04	N	50	1255	-1.35	228	-5.2	230	7.6	212	26.6	0.23
Barranquilla, Colombia	74.78	W	10.88	N	14	789	-5.13	99	-33.8	91	8.1	89	27.3	0.49
Maracay, Venezuela	67.65	W	10.25	N	442	806	-4.06	64	-27.9	48	4.5	48	24.5	0.15
Howard AFB, Panama (Canal Zone), USA	79.60	W	8.92	N	13	1725	-5.82	192	-37.6	177	9.4	165	27.1	1.12
Bogotá, Colombia	74.13	W	4.70	N	2547	795	-9.36	144	-63.9	137	10.9	136	13.2	0.96
Cayenne, French Guiana, France	52.37	W	4.83	N	8	3728	-2.05	91	-10.0	60	10.0	60	25.5	0.38
Sao Gabriel, Brazil	67.08	W	0.13	S	87	2814	-4.66	100	-28.9	101	9.1	89	25.5	0.27
Izobamba, Ecuador	78.55	W	0.37	S	3058	1408	-11.12	138	-78.3	129	10.1	128	11.1	0.43
Belem, Brazil	48.48	W	1.43	S	24	2845	-2.66	233	-13.8	201	9.0	189	26.0	0.89
Manaus, Brazil	60.02	W	3.12	S	60	2211	-5.50	183	-33.6	156	11.6	152	26.8	0.96
Fortaleza, Brazil	38.55	W	3.72	S	27	1759	-2.64	126	-11.9	97	8.2	97	26.4	0.82
Ceara Mirim, Brazil	35.20	W	5.80	S	8	1337	-2.29	148	-9.0	115	10.9	113	25.7	0.71
Porto Velho, Brazil	63.92	W	8.77	S	105	2295	-6.79	86	-42.6	73	11.3	72	25.3	1.06
Salvador (Ondina), Brazil	38.52	W	13.00	S	45	2222	-1.71	169	-2.8	118	11.4	112	25.2	0.27
Cuiaba, Brazil	56.10	W	15.60	S	165	1323	-5.32	203	-31.5	190	10.1	187	25.7	1.25
Brasilia (Airport), Brazil	47.93	W	15.85	S	1061	1483	-4.92	136	-29.2	122	11.3	118	20.6	0.85
Rio de Janeiro, Brazil	43.17	W	22.90	S	26	1206	-4.50	182	-25.8	135	12.0	132	23.8	0.69
Los Molinos, Argentina	65.19	W	24.11	S	1300	1043	-6.66	71	-27.9	53		47	18.8	2.25
Isla de Pascua (Pacific O.), Chile	109.43	W	27.17	S	41	1020	-3.37	54	-17.2	45	9.7	41	20.6	0.43
Porto Alegre, Brazil	51.18	W	30.08	S	7	1305	-4.70	200	-25.2	175	12.5	172	19.5	0.08
La Suela, Argentina	64.58	W	30.58	S	900	667	-5.45	57	-32.8	49	10.1	48	18.2	-0.28
Mendoza, Argentina	68.85	W	32.88	S	827	267	-5.71	53	-45.2	46	3.2	45	16.5	-0.26
Ciudad Universitaria (Buenos Aires), Argentina	58.28	W	34.38	S	5	1129	-5.10	137	-29.8	120	8.1	118	17.8	0.21
Bahia Blanca, Argentina	62.16	W	38.47	S	5	520	-5.68	54	-38.5	66	7.5	54	15.0	0.31
Puerto Montt (La Chamiza), Chile	72.93	W	41.47	S	13	1836	-6.42	70	-43.3	57	10.2	57	10.0	0.22
Stanley, Falkland Islands (Atlantic O.), UK	57.87	W	51.70	S	51	605	-8.09	95	-58.2	94	6.4	92	5.7	0.10
Ushuaia, Argentina	68.28	W	54.78	S	10	445	-10.98	108	-84.3	104	3.0	99	6.0	-0.02
Argentine Island (Antarctic), UK	64.27	W	65.25	S	5	379	-10.76	334	-85.1	316	1.8	315	-3.8	0.23

(*) - Deuterium excess defined as: $d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$

(**) - Difference between the long-term arithmetic and weighted means of $\delta^{18}\text{O}$ (weighing by the amount of precipitation)

SPATIAL VARIABILITY

The maps presented in Figure 1 show the distribution of stations on the South American continent and adjacent regions, for which isotope and meteorological data is available. The prevailing directions of surface winds and the position of ITCZ during the austral summer (January) and winter (July) are also marked.

The seasonal movement of ITCZ over the central and northern part of the continent controls to a large extent the amount of rainfall in this region and its isotopic composition (see discussion below).

Table 1 summarizes the selected isotope and meteorological data for the stations having a continuous record of observations longer than about four years. The stations are grouped into four regions exhibiting specific patterns in the seasonal distribution of the heavy isotope composition of precipitation. A large range of altitudes is being covered: from a few meters above sea level to more than 3000 meters. Also, the range of mean annual rainfall is quite broad: between 400 and 4000 mm per annum. The mean annual surface air temperature varies for the stations located in the equatorial region and in the tropics between ca. 20 and 27°C. The gradual reduction of the mean annual temperature and the increase of its seasonal amplitude is observed for the stations located at mid and high southern latitudes.

Over the major part of the continent, except of the Andean region where altitude effect is dominating, the oxygen-18 isotope composition of precipitation varies within a relatively narrow range: between ca. -2‰ and -7‰. The long-term means of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ closely follow the Global Meteoric Water Line: $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$, although locally significant deviations can be observed (e.g. Maracay, Mendoza, Ushuaia, Argentine Island). The specific feature of spatial distribution of the isotopic composition of precipitation over the South American continent is a small inland gradient of both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ across the lowlands open to the Atlantic Ocean and the relatively low $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values observed along the equatorial Pacific coast. The small isotopic gradient has its origin in intense recycling of moisture over the Amazon and Orinoco river basins (Victoria *et al.*, 1991) and seasonally varying circulation patterns of the lower atmosphere over the central and northern part of the continent. Low isotopic values on the Pacific coast of the Central America result from dominance of westward circulation transporting moisture from the tropical Atlantic and the Caribbean Sea.

ALTITUDE EFFECT

Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in the Andean region is dominated by the altitude effect. The mountainous chain of Andes stretching from 10°N to 50°S is blocking free air flow and leading to enhanced condensation of moisture along the slopes due to orographic uplift of air masses and the associated depletion of rainfall in the heavy isotopes. The magnitude of this effect is illustrated in Figure 2 showing gradual depletion of ^{18}O in the Andean precipitation, springs and small rivers, with the increasing elevation of the sampling site, collected along two cross-sections: close to the equator and around 33°S.

There are remarkable differences between these two profiles. In the equatorial region, the average decrease of $\delta^{18}\text{O}$ with elevation (up to 3000 m a.s.l.) amounts to about $0.2\text{‰} / 100 \text{ m}$. Slightly smaller isotope gradient is observed for springs, in agreement with a general tendency towards a reduced catchment area of springs with increasing elevation. Above approximately 3000 m, $\delta^{18}\text{O}$ drops more rapidly with elevation (ca. $0.5\text{‰} / 100 \text{ m}$). The isotope profile across the Andes at ca. 33°S reveals an opposite trend: up to the elevation of approximately 1500 m $\delta^{18}\text{O}$ decreases with the average slope of $0.6\text{‰} / 100 \text{ m}$, whereas substantially smaller slope ($-0.2\text{‰} / 100 \text{ m}$) is observed at higher altitudes. The altitude effect in the Andean region will be discussed in detail elsewhere.

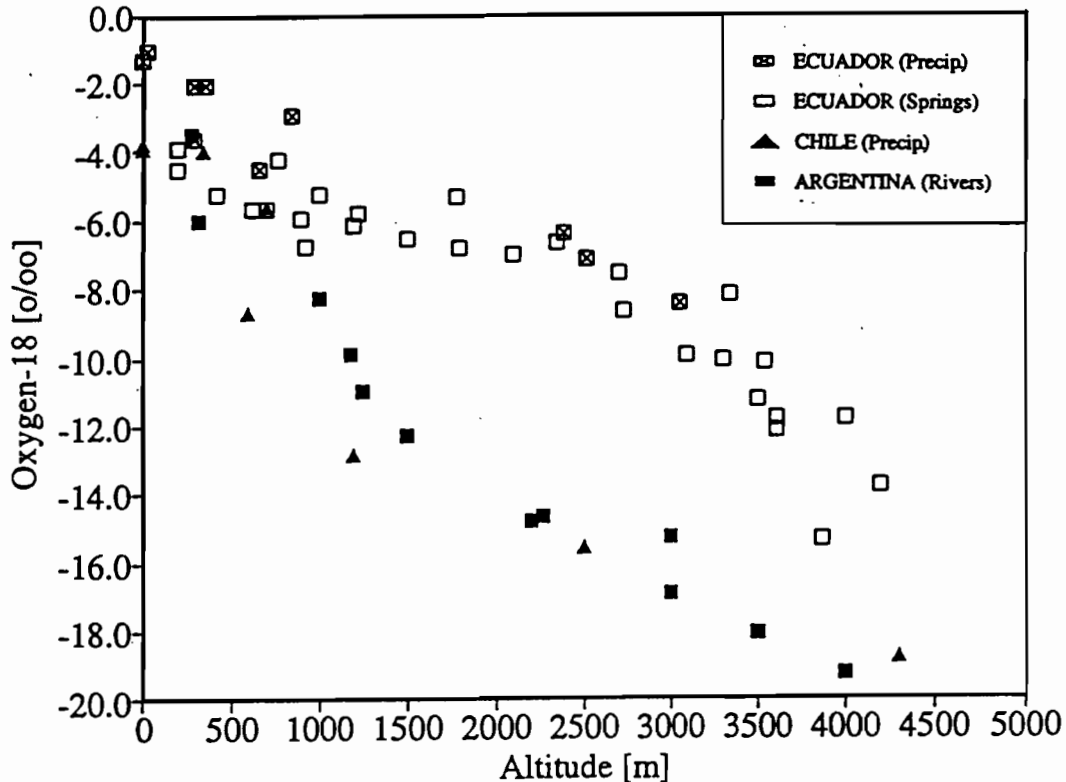


Figure 2: The $\delta^{18}\text{O}$ of precipitation, springs and small rivers as a function of the altitude of the sampling site. The samples have been collected along two W-E sections in the Andes: close to the equator and around 33°S . Sources of data: precipitation and springs in Ecuador (F. Villalba - personal communication), precipitation in Chile (Moser *et al.*, 1995), small rivers in Argentina (Vogel *et al.*, 1975).

SEASONAL VARIABILITY

The seasonal fluctuations of precipitation amount and its isotopic composition over the major part of South and Central America (north of 30°S) are controlled by seasonal displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the associated changes in the circulation patterns and moisture transport across the continent. Figure 1 shows schematically the position of ITCZ during austral winter (July) and summer (January). During its maximum northern extent in July, the ITCZ occupies a narrow band around 8°N , parallel to the equator. During the austral summer, its position over the the continent extends till about 30°S , between 50°W and 60°W , whereas over the ocean and coastal regions it moves down only to about 5°S .

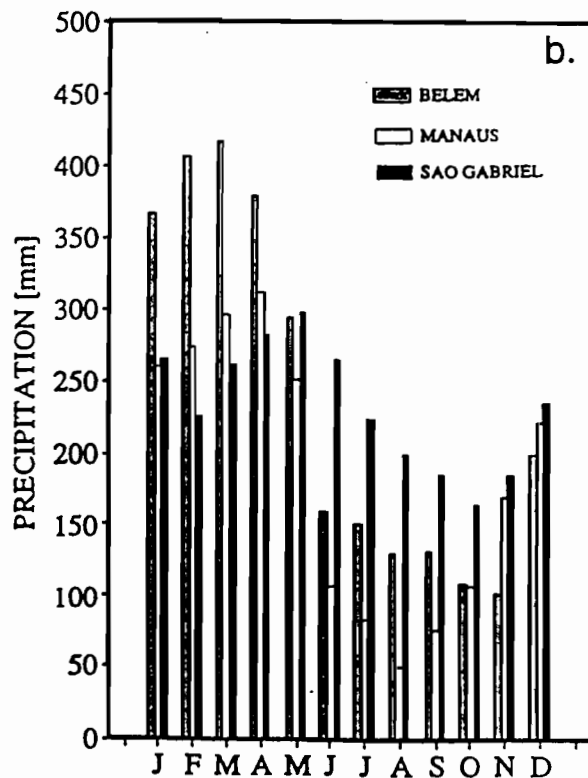
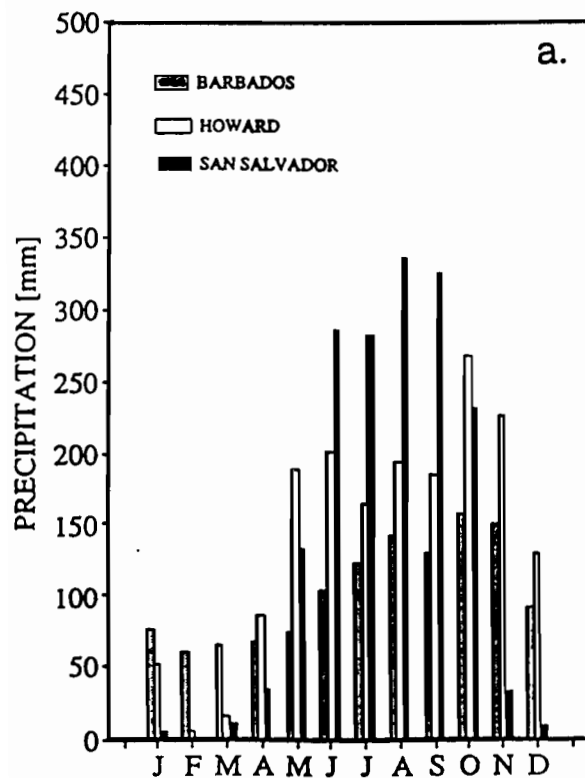
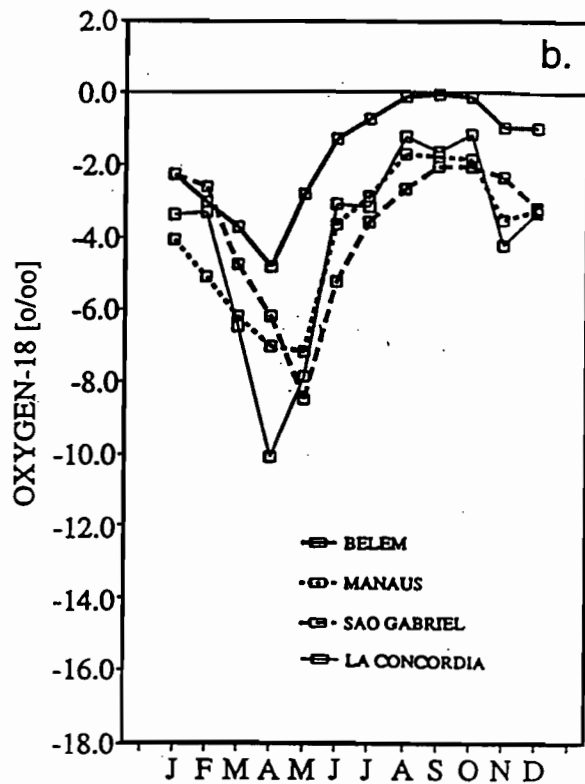
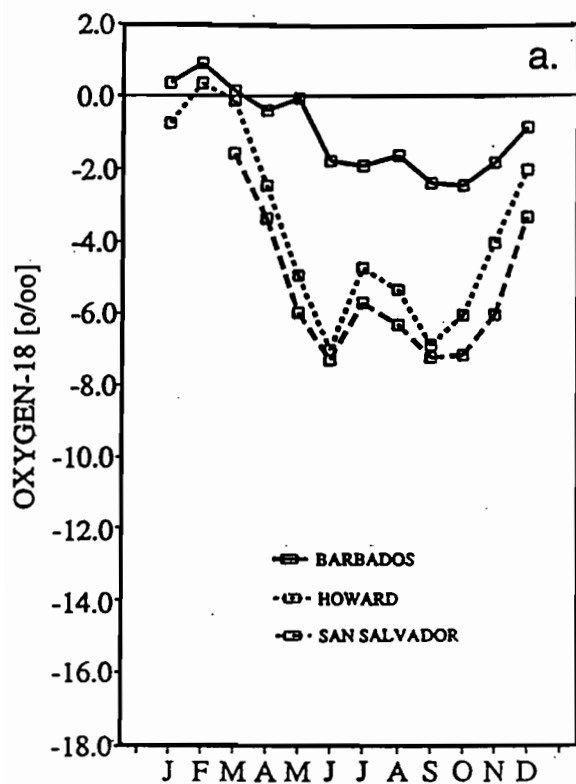


Figure 3. Seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition $\delta^{18}\text{O}$ for selected stations of the IAEA / WMO global network, representing northern tropics (a) and the ecutorial region (b) of the South American continent.

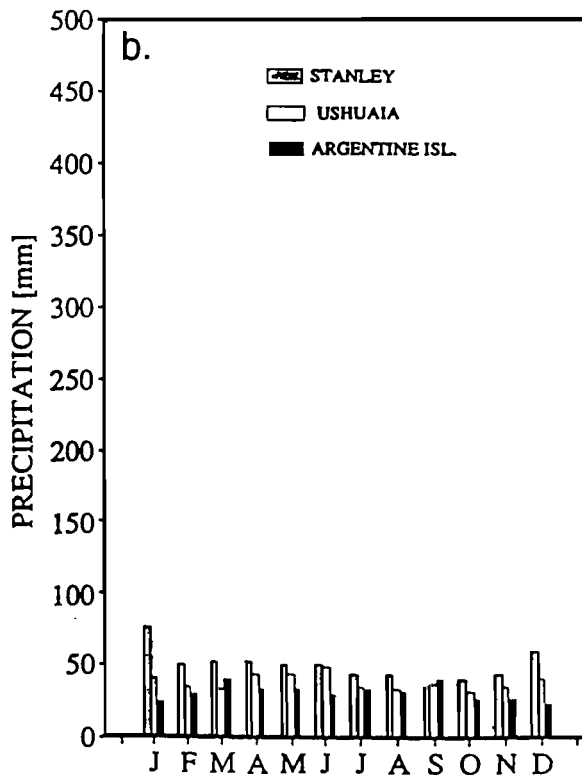
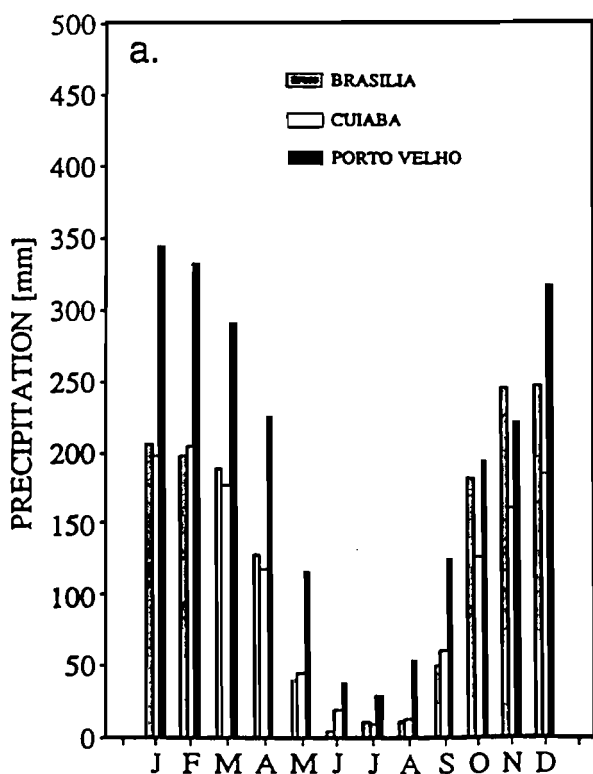
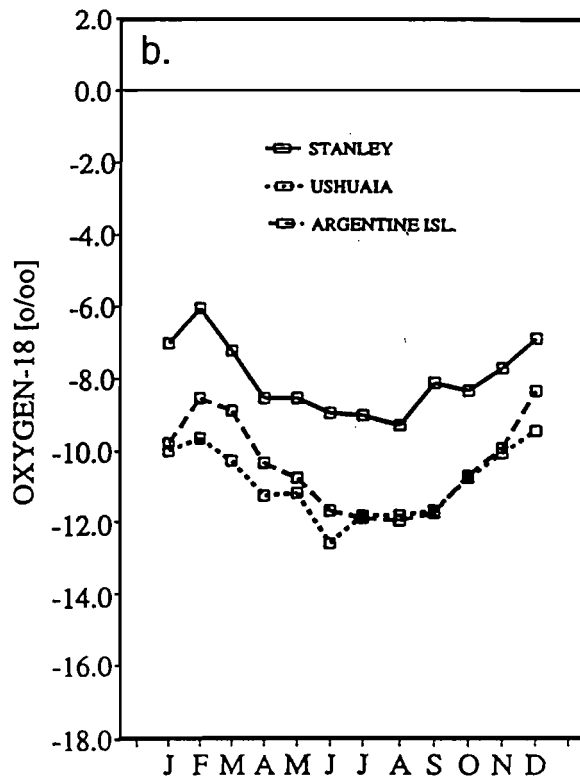
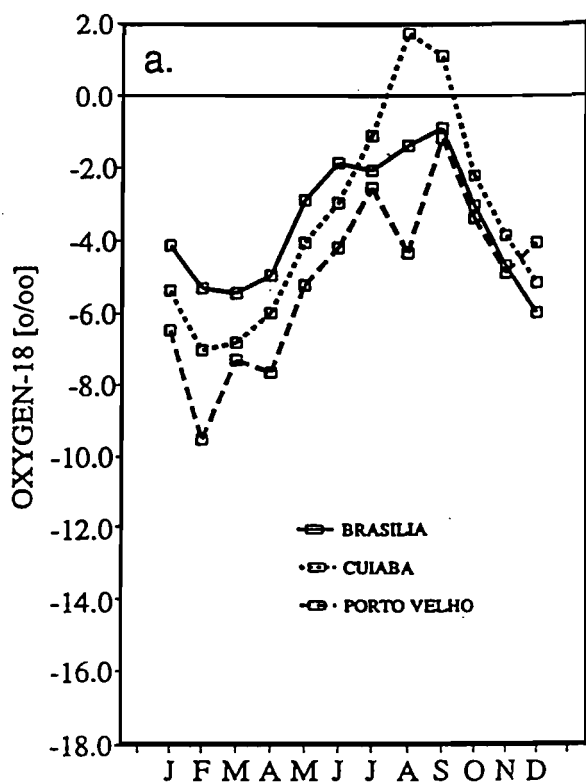


Figure 4. Seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition $\delta^{18}\text{O}$ for selected stations of the IAEA / WMO global network, representing the southern tropics (a) and the mid latitude region (b) of the South American continent.

Northern tropics

The region north of about 10°N is represented by three stations: Barbados, Howard and San Salvador. These stations receive moisture from the tropical Atlantic (summer) and the Caribbean Sea (winter). Although beyond the direct reach of ITCZ, they respond to its vicinity by prolonged rainy period (June-November), with precipitation substantially depleted in the heavy isotopes (Figure 3a). This depletion, slightly marked over the source region (Barbados) is amplified along the prevailing routes of moisture transport from the Atlantic ocean (Maracay, Barranquilla, Howard, San Salvador).

Ecuatorial region

This region is represented by three stations located in the Amazon Basin (Belem, Manaus, Sao Gabriel) and one station located on the Pacific slope of Andes (La Concordia - 79°25'W, 0°21'S). The region east of Andes is characterized by a relatively high rainfall throughout a year, with a distinct maximum between January and May. The isotopic composition of precipitation reveals several interesting features: (i) a relatively constant isotope shift between Belem and Manaus throughout a year (around 2‰), vanishing further inland, (ii) a distinct minimum of $\delta^{18}\text{O}$ occurring in April at the coastal regions and in May over the central part of the continent, most probably linked with the northward passage of ITCZ and the associated enhanced convective activity of the air column (iii) relatively enriched and uniform $\delta^{18}\text{O}$ values across the continent observed from August to October (Figure 3b). Interestingly, the return of ITCZ to its southernmost position does not lead to another rainfall maximum and negative $\delta^{18}\text{O}$ values over the basin, although the second maximum is observed for instance in Bogotá.

This apparent asymmetry in the behaviour of the system is probably associated with thermal inertia of the continent. The extensive low pressure system which develops over the continent during austral summer, results in an unrestricted flow of moisture from the northern tropical Atlantic (*cf.* Figure 1) and abundant rainfall across the basin, north of ITCZ. On the other hand, during the austral winter and fall (August to October) the supply of maritime moisture is substantially reduced and the relatively scarce rainfall during this time of the year is produced mostly from vapour of local origin. It should be noted that the isotopic depletion of precipitation associated with the northward passage of ITCZ is observed already at the entrance to the Amazon Basin (Belem) and is propagated further eastward.

Southern tropics

The region extends from about 10°S to about 30°S. The characteristic patterns of the seasonal distribution of rainfall and its isotopic composition are illustrated in Figure 4a by the data of three stations: Porto Vehlo, Cuiaba and Brasilia. Like in the equatorial region, overwhelming presence of ITCZ over the central part of the continent induces a broad maximum of rainfall characterized by depleted isotopic values during the austral summer (November-March). During this time period, the $\delta^{18}\text{O}$ vary over the lowlands east of Andes between -4‰ and -10‰ whereas in the Altiplano it can reach even -20‰ (Aravena *et al.*, 1989).

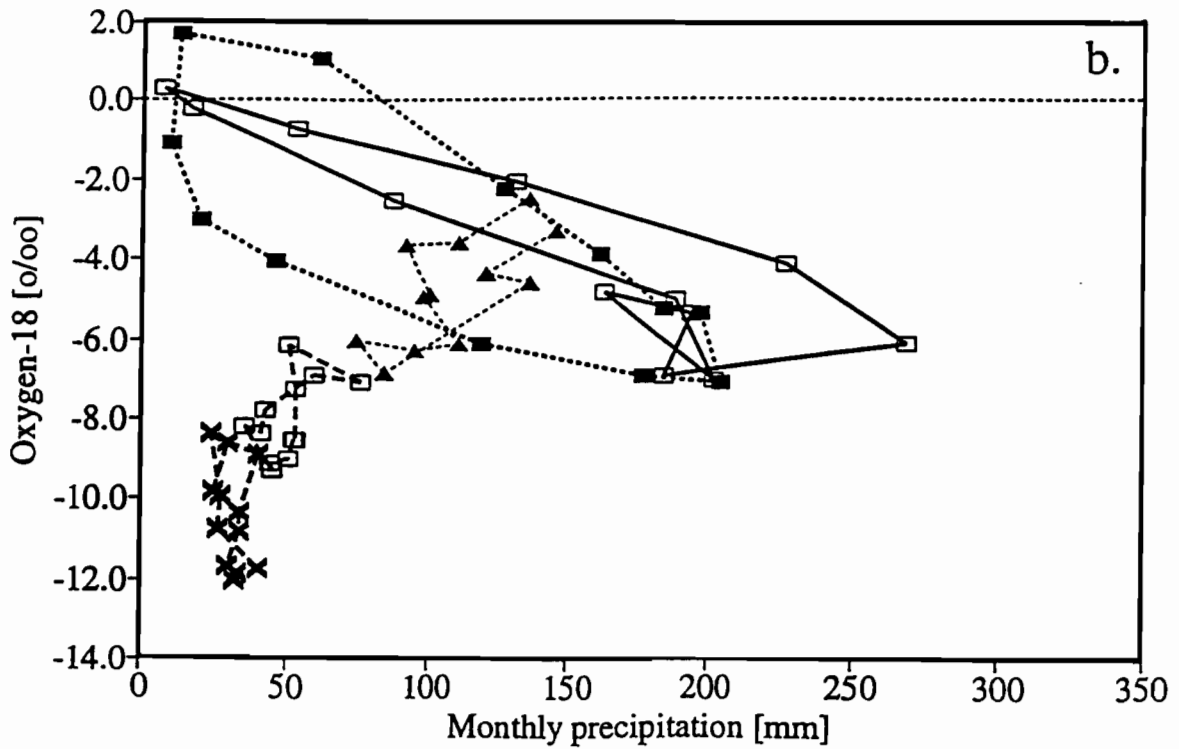
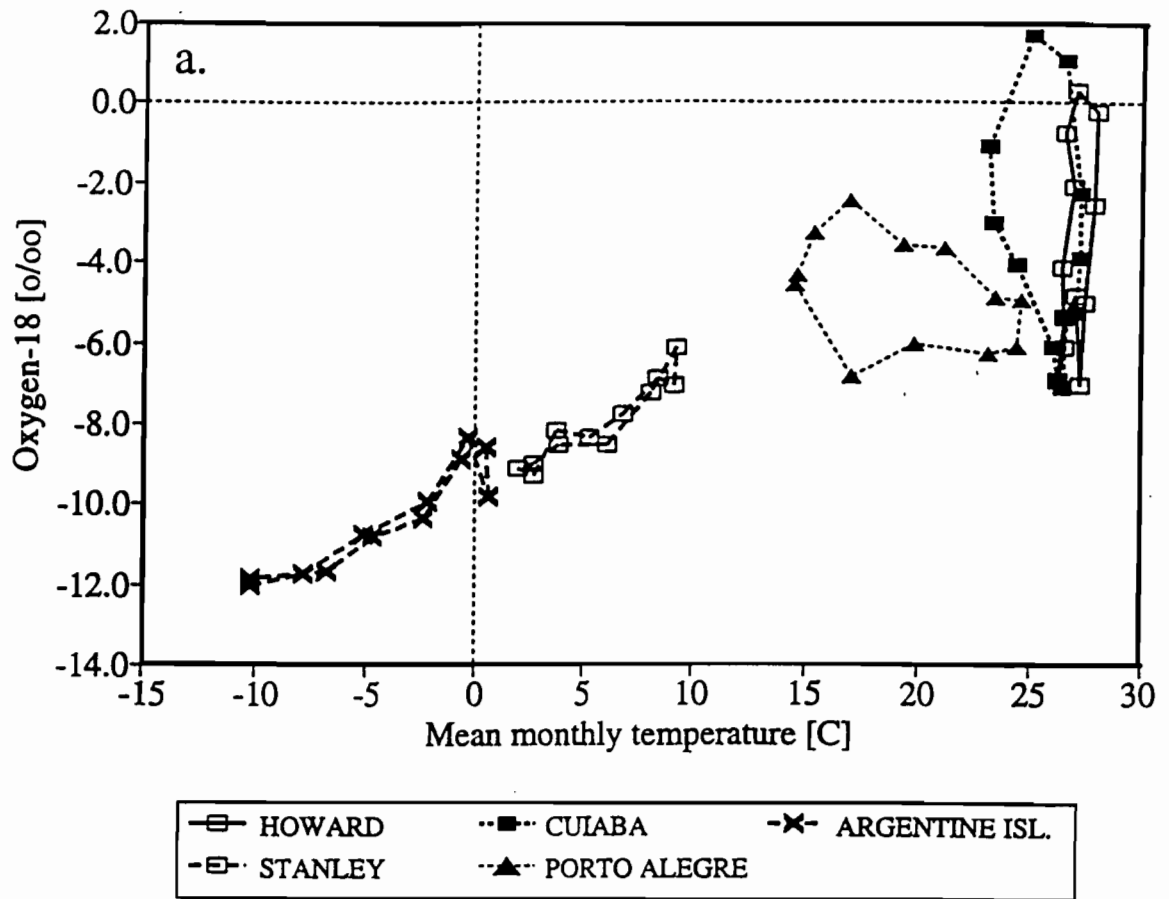


Figure 5. The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ of monthly precipitation, mean monthly surface air temperature (a) and mean monthly precipitation (b) for selected stations of the region. The lines connect data points representing consecutive months.

The austral winter (June-September) brings only very limited precipitation, characterized by relatively enriched isotopic composition. In the case of Porto Velho, even positive $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values are observed during August and September (*cf.* Figure 4a). Such enrichment points to recycled moisture of local origin as a source for summer rainfall, most probably derived from evapotranspiration.

Southern Temperate Zone

The seasonal distribution of rainfall changes radically south of about 30°S, towards a distinct rainy period between during the austral winter within the latitude band 30°S to 40°S, and a gradual change towards a more uniform distribution further south. Like in the northern temperate zone, the isotopic composition of precipitation is controlled mainly by seasonal changes of temperature, with a maximum of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ during austral summer and a minimum during winter (Figure 4b).

RELATION BETWEEN ISOTOPIC SIGNATURE OF RAINFALL AND CLIMATIC PARAMETERS

The apparent relationship between the isotopic composition of precipitation and some climatically relevant parameters, such as surface air temperature or amount of precipitation, provides a basis for numerous studies aimed at extracting palaeoclimatic information from records of isotopic composition of ancient precipitation preserved in various environmental archives. Whereas for mid- and high latitudes the link between isotope signature of precipitation and climate is apparent mainly through a strong correlation between the isotopic composition of precipitation and temperature, in tropics the major controlling parameter is usually the amount of precipitation. This double linkage is illustrated in Figure 5 showing the relationship between the long-term monthly means of $\delta^{18}\text{O}$, surface air temperature and precipitation amount for five stations in the region, covering the latitude band from 10°N to 65°S.

Whereas for the stations located north of 40°S (Stanley and Argentine Island) the seasonal changes of $\delta^{18}\text{O}$ are strongly linked to variations of surface air temperature, in the transition region to the tropics (Porto Alegre) both temperature and amount of precipitation are important. In the tropics, (Howard and Cuiaba), precipitation amount clearly dominates. Worth of noting is an apparent hysteresis of the seasonal isotope signal, especially pronounced in the tropics.

REFERENCES

- Aravena, R., Peña, H., Grilli, A., Suzuki, O. and Mordeckai, M. (1989). Evolucion isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. *IAEA-TECDOC-502*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 129-143.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.
- Frère, M., Rijks, J.Q. and Rea J. (1978). Estudio agroclimatológico de la zona Andina. *Technical Report No. 506*, World Meteorological Organization, Geneva, 253 p.

- Gonfiantini, R. (1985). On the isotopic composition of precipitation in tropical stations. *Acta Amazonica*, 15: 121-139.
- Graedel, T.E. and Crutzen, P.J. (1993). *Atmospheric change: An Earth system perspective*. W.H. Freeman and Company, New York, 446p.
- IAEA (1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983, 1986, 1990, 1994). *World Survey of Isotope Concentrations in Precipitation. Technical Report Series* Nos. 69, 117, 129, 147, 165, 192, 226, 264, 331, 371, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- IAEA (1992). *Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. Technical Series No. 331*, International Atomic Energy Agency, 720p.
- Moser, H., Silva, C., Stichler, W. and Stowhas, L. (1975). Variation in the isotopic content of precipitation with altitude in the Andes. *Final Report IAEA Research Contract No. 813/RB*, International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. and Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. In: *Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph 78*, American Geophysical Union, 1-36.
- Victoria, R.L., Martinelli, L.A., Mortatti, J. and Richey, J. (1991). Mechanism of water recycling in the Amazon Basin: isotopic insights. *Ambio*, 20: 384-387.
- Vogel, J.C., Lerman, J.C. and Mook, W.G. (1975) Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina. *Hydrological Sciences Bulletin* 20: 203-221.
- Yurtsever, Y. and Gat J.R. (1981). Atmospheric waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. Technical Report Series No. 210*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 103-142.

RECURSOS HIDRICOS EN LOS ANDES: LAGO TITICACA

J. TABORGA¹ y J. CAMPOS¹

Resumen - Las regresiones estudiadas de cambios de nivel en el lago Titicaca contra precipitaciones y aportes en su cuenca, aunque relativamente bajas, muestran un efecto de persistencia en las proximidades del lago que decrece conforme las estaciones se alejan de éste. Lo que evidencia que la inercia del lago se manifiesta en el período siguiente (lag uno) en los afluentes del lago y obviamente en el propio lago, fenómeno que parece confirmar la presencia de un mecanismo de retroalimentación (efecto boomerang). Este comportamiento muestra la fragilidad del lago en frente de aprovechamientos consuntivos excesivos.

Abstract - The studied regressions of the level changes in the Titicaca Lake versus the rain fall and runoffs in the basin, even being relatively low, show an effect of persistence in the proximity of the lake which decreases as we go away from it. This makes evident that the lake inertia manifests itself the following period (lag one) in the lake tributaries and obviously in the lake itself, phenomenon which seems to confirm the presence of a feedback mechanism (boomerang effect). This behavior shows the fragility of the lake against the excessive comsumptive uses of the waters in its basin.

AMBITO GEOGRAFICO

La cuenca del lago Titicaca tiene como divisorias a las cordilleras Oriental y Occidental. En el espacio comprendido entre ambos ramales está la región altiplánica, con el lago Titicaca como el elemento hidrológico más importante, al sur del lago está su desembocadura natural: el río Desaguadero. Lago Titicaca: Cuenca vertiente 56 270 km²; espejo 8400 km² de superficie media; nivel medio 3810 m.s.n.m. volumen medio de 937 km³. La mayor parte de los aportes al lago (afluentes y precipitación directa sobre el espejo de agua), se evaporan dejando fluir el caudal excedente generalmente débil por el río Desaguadero, este caudal está correlacionado con el nivel del lago.

CLIMATOLOGIA DEL ALTIPLANO Y DEL LAGO TITICACA

Las masas de aire sobre América del Sur, determinan la variación estacional en la región. Existe un cambio regular entre la época seca (invierno) y la época de lluvias (verano) que tiene como principal causa, el fuerte calentamiento terrestre que produce una depresión térmica, que obliga a la Zona de Convergencia Intertropical a descender aproximadamente hasta el paralelo 15°S. Otro factor que produce precipitaciones es la invasión de masas frías de aire polar marítimas, que atraviesan los Andes en el Sur de Chile y llegan a la cuenca.

¹ Autoridad del Lago Titicaca, La Paz, Bolivia

La época seca se origina por la dislocación hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical, ocasionando a comienzos de Abril un movimiento de aire, caracterizado por su capa estable y por su gran sequedad. Desde el punto de vista climatológico, la región tiene una estación húmeda (Nov. a Marzo), otra seca (Junio a Agosto) y dos períodos de transición entre ambas (Sept. - Oct. y Abril - Mayo). En la región andina, el comportamiento de los vientos dominantes de altura (500 mb) es el siguiente: En verano, soplan del Sur-Este. La entrada del otoño es marcada por un cambio brusco de dirección: el viento sopla del Nor-Este. En invierno el viento sopla desde el Oeste, mientras que en Primavera los vientos toman una componente Nor-Oeste. Otro aspecto localizado en la región es la anomalía depresionaria provocada por el fuerte calentamiento del suelo árido. En efecto, la altitud media es de 4000 m.s.n.m. y la presión media es de 624 mb. Esta situación provoca fuertes movimientos convectivos, a la que se añade la humedad producida por la evaporación del lago, resultando la formación de cúmulus y cumulonimbos.

Del lado oriental de los Andes, los vientos orográficos producen situaciones convectivas que, mezcladas a las masas de aire caliente y húmedo, se introducen por el Norte y Nor-Oeste produciendo lluvias intensas. En otoño, a baja altitud se observa cierta inestabilidad atmosférica, pero las masas de aire del noroeste más secas y frías dan un cielo claro y azul, la circulación del noreste persiste a mayor altitud. En invierno la atmósfera es seca y fría a nivel del suelo y el cielo sin nubes. En primavera, la situación atmosférica es parecida a la de otoño, pero se observa una capa húmeda entre el suelo y los 450 mb.

El balance hídrico del lago Titicaca, muestra que éste desempeña un papel particular en el altiplano, y constituye una reserva de agua considerable, de gran inercia térmica que regula parcialmente el clima y por consiguiente la precipitación.

El régimen anual de lluvias en la región varía debido a diferentes factores: Latitud geográfica, al norte las precipitaciones totales son moderadas, y disminuyen en el sur; Longitud geográfica, la orografía condiciona de diferentes maneras, al este la cordillera oriental tiene un efecto de barrera, en cambio al oeste la cordillera occidental causa un aumento de la precipitación puesto que produce la descarga del resto de humedad que pasa la barrera oriental, además de la humedad generada por el Lago Titicaca; La altitud tiene influencia, no sólo en cuanto a la cantidad de precipitación, menor al este que al oeste, sino también a que se produzca en forma líquida o sólida.

En la distribución de la precipitación en la región, los valores varían de 600 a 1200 mm. Los más altos se registran sobre el lago Titicaca (800 a 1200 mm), explicables por la alta radiación, los vientos generalmente más fuertes que a niveles más bajos, originan una intensa evaporación del lago, favoreciendo la formación de masas nubosas que precipitan en el propio lago o en zonas cercanas.

La cordillera oriental, presenta una pronunciada disminución de su altura que permite un mayor paso de masas tropicales portadoras de más humedad hacia el noroeste de la cuenca.

A mayor distancia del lago, se produce una disminución progresiva de la precipitación, que varía de 800 a 600 mm. Los vientos de superficie en la cuenca, son especialmente el resultado

de comportamientos locales (los obstáculos topográficos grandes tales como colinas y valles tienden a canalizar los vientos en direcciones específicas). En la zona del lago se producen brisas lago-tierra-lago. Durante el día, el aire se desplaza desde el lago hacia las Pampas (invirtiéndose de sentido durante la noche), efecto semejante al del litoral marítimo.

La cuenca del lago Titicaca, presenta diferentes tipos climáticos (fig.1), que varían desde el lluvioso y Polar (BF'), en altitudes mayores a los 5000 metros y corresponde a todas las zonas cubiertas de nieve y hielo durante gran parte del año. La temperatura media anual, es inferior a 0°C. La precipitación total anual, ya sea en forma líquida o sólida, está por encima de los 600 mm. El tipo climático lluvioso y semifrío, con Otoño, Invierno y Primavera secos (B (o, i, p) D'), ocurre en altitudes entre 4400 y los 5000 metros, en las cabeceras al norte de la cuenca del Titicaca. La temperatura media anual, varía entre 5 y 2°C y las mínimas medias son inferiores a -4°C. La precipitación oscila entre 700 y 1000 mm.

El área circunlacustre, aproximadamente hasta los 4200 m.s.n.m. queda incluida dentro del tipo climático lluvioso y frío, con Otoño, Invierno y Primavera Secos (B (o, i, p) C'). Las precipitaciones totales anuales están entre 700 y 1000 mm. Durante los meses de Abril a Noviembre, la Evapotranspiración potencial (ETP) supera a la precipitación, razón por la cual Otoño, Invierno y Primavera son secos. Los promedios de temperatura anual varían de 8°C en las cercanías del lago Titicaca, hasta los límites superiores, con valores próximos a 6°C.

El tipo climático semilluvioso y frío con Otoño, Invierno y Primavera Secos (C (o, i, p) C') corresponde a la parte baja de los afluentes del nor-oeste y la zona sur de la cuenca del lago. En esta sub-zona, la precipitación disminuye y varía entre 600 y 800 mm. La ETP es superior a la precipitación durante los meses de Abril a Diciembre, razón por la cual Otoño, Invierno y Primavera son secos. La temperatura media ambiente en esta zona es de 7 a 8°C y la temperatura mínima media anual es superior a 0°C, debido a que todavía se deja sentir la influencia termoreguladora del lago.

El tipo climático semilluvioso y frío, con todas las estaciones secas (C (d) C') corresponde a una estrecha franja en la parte meridional de la región, especie de transición entre el tipo de clima semilluvioso y clima árido. En esta zona la precipitación sigue disminuyendo y varía entre 600 y 400 mm al año. La ETP es superior a la precipitación a lo largo de todo el año, por lo que todas las estaciones se las considera como secas. Las temperaturas medias anuales se estiman entre 5 y 8°C. Las mínimas medias anuales están por debajo de 0°C, pudiendo alcanzar a -4°C. Los anteriores párrafos han sido parcialmente extractados del anexo sobre "Climatología" preparado por el Consorcio I.A.C. para el Plan Director del Sistema T.D.P.S.

LA RELACION DE LA PRECIPITACION Y DEL CAUDAL CON LA DIFERENCIA DE NIVELES EN EL LAGO

El análisis de la regresión entre la precipitación y el aporte neto al lago, contra los cambios de nivel del lago se ha efectuado de la manera que a continuación se señala. La precipitación registrada en 71 estaciones durante 30 años hidrológicos (julio - junio, 1960 / 61 - 1989 / 90), contra los cambios de nivel del lago Titicaca al final del año hidrológico

correspondiente (primero de julio) presenta un alto coeficiente de correlación, distribuidos de la siguiente manera (ver gráfico de isocorrelaciones, fig.2):

- Zona circunlacustre: $r > 0,7$.
- Cordillera sur-occidental: $r > 0,7$.
- Cordillera Oriental: $r = 0,3$.
- Zona bajas de afluentes: $r = 0,6$ a $r = 0,7$.
- Zona comprendida entre la cordillera Oriental y las rinconadas: $r = 0,3$ a $r = 0,6$.
- Zona Sur-oriental: $r = 0,3$ a $r = 0,5$.

La regresión de los aportes superficiales netos (aportes de afluentes menos efluente), para 25 años hidrológicos (julio - junio, 1965/66 - 1989/90), en los cuales también se ha calculado la correlación entre cada año hidrológico contra la diferencia de niveles del lago al final del año hidrológico correspondiente da un coeficiente de correlación de $r = 0,96$.

INFLUENCIA DE LOS NIVELES DEL LAGO EN LA PRECIPITACION Y EN EL CAUDAL

El análisis de la correlación entre los cambios de nivel del lago (mayor o menor espejo lacustre, 1959 / 60 - 1989 / 90, donde la media de los cambios de nivel es de 0,033 m, el desvío estándar de 0,505 y el coeficiente de asimetría de -0,009) contra la precipitación y el aporte neto al lago, se ha efectuado de la manera siguiente.

La regresión entre los cambios de nivel al inicio de cada año hidrológico contra las precipitaciones del año hidrológico que se inicia cada primero de julio, para los mismos períodos indicados, ha permitido determinar los siguientes resultados (ver gráfico de isocorrelaciones, fig.3):

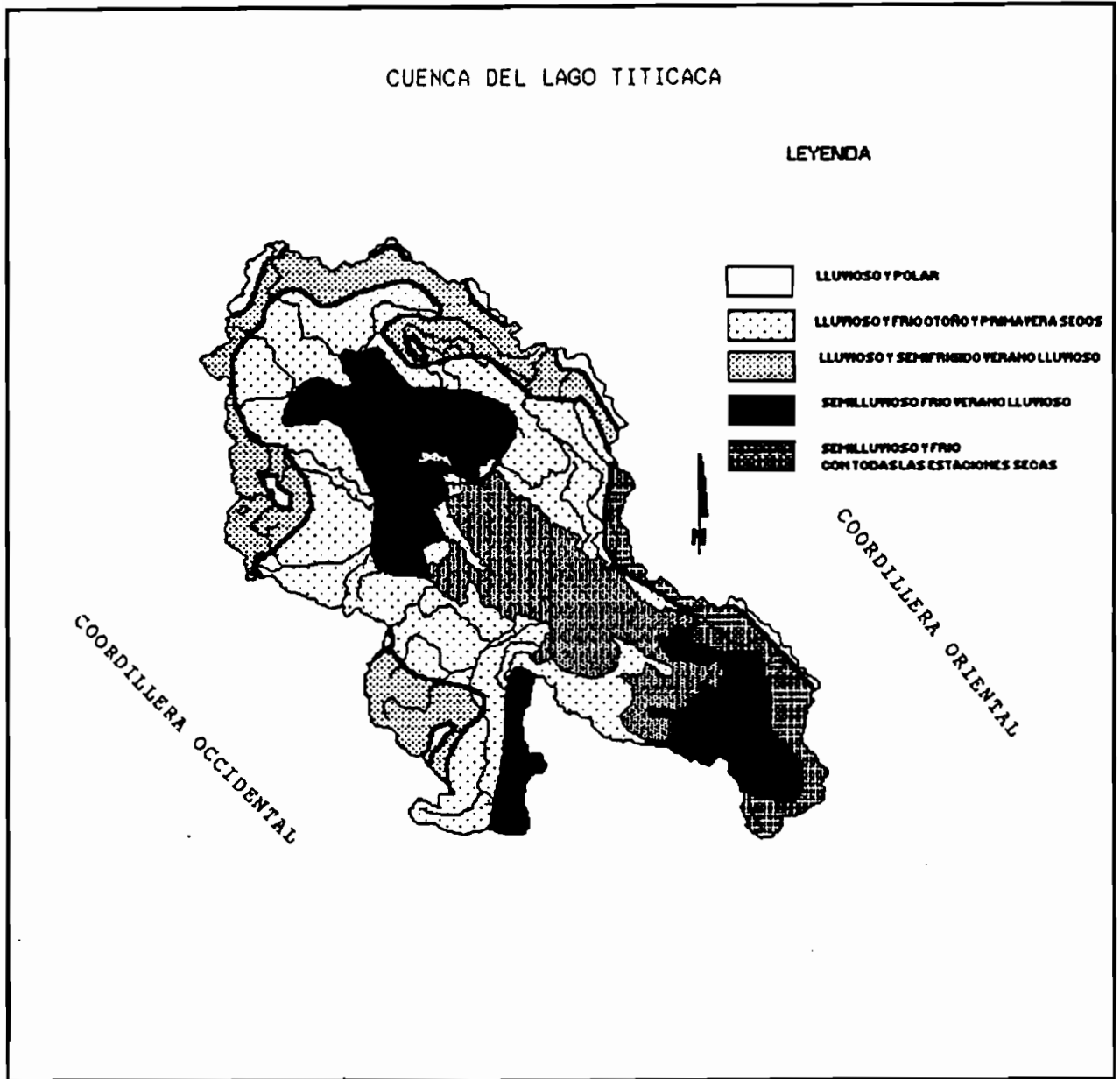
- Zona circunlacustre: $r = 0,1$ a $r = 0,3$.
- Cordillera nor-occidental: $r < 0,0$.
- Cordillera sur -occidental: $r > 0,3$.
- Cordillera oriental: $r > 0,2$.
- Zona bajas de afluentes: $r = 0,1$ a $r = 0,2$.
- Zona comprendida entre la cordillera Oriental y las rinconadas: $r > 0,2$.

La regresión entre los cambios de nivel al inicio de cada año hidrológico contra los aportes superficiales netos (afluentes menos efluente) del mismo año hidrológico , para 25 años da un coeficiente de correlación de $r = 0,32$. La autocorrelación de los aportes superficiales al lago es de $r = 0,30$.

Las regresiones y la autocorrelación arriba descritas, aunque relativamente bajas, posiblemente debido a que las variaciones del espejo del lago para la series históricas utilizadas (tanto para 31 como 25 años) tiene un rango de variación del 16,7% (cota mínima 3808,901, máxima 3812,108), sin embargo, muestran un efecto de persistencia en las proximidades del lago que decrece conforme las estaciones se alejan de éste. Lo que evidencia que, la inercia del lago se manifiesta en el período siguiente en los afluentes del lago y obviamente con modificaciones del nivel en el propio lago, este fenómeno parece confirmar la presencia de un mecanismo de

retroalimentación (efecto boomerang). Este comportamiento muestra la fragilidad del lago en frente de aprovechamientos consuntivos descontrolados.

Agradecimiento - Al Ing. Leonardo Prudencio, por su cooperación en la preparación de los mapas.



fuelle: Consorcio I.A.C.

Figura 1: Clasificación climática según Thornwaite

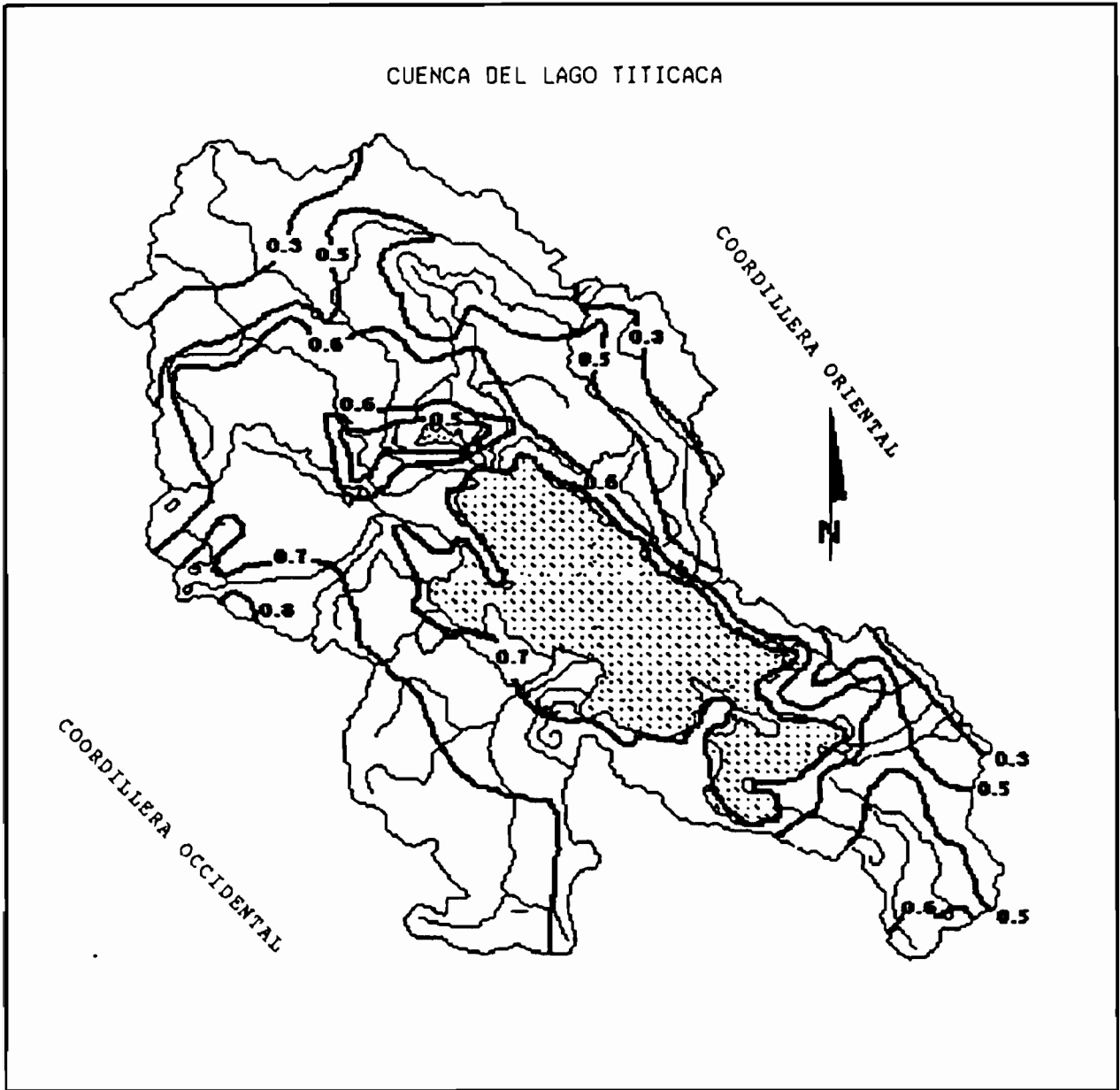


Figura 2: Isolneas de la correlación entre la precipitación con la diferencia de niveles en el lago

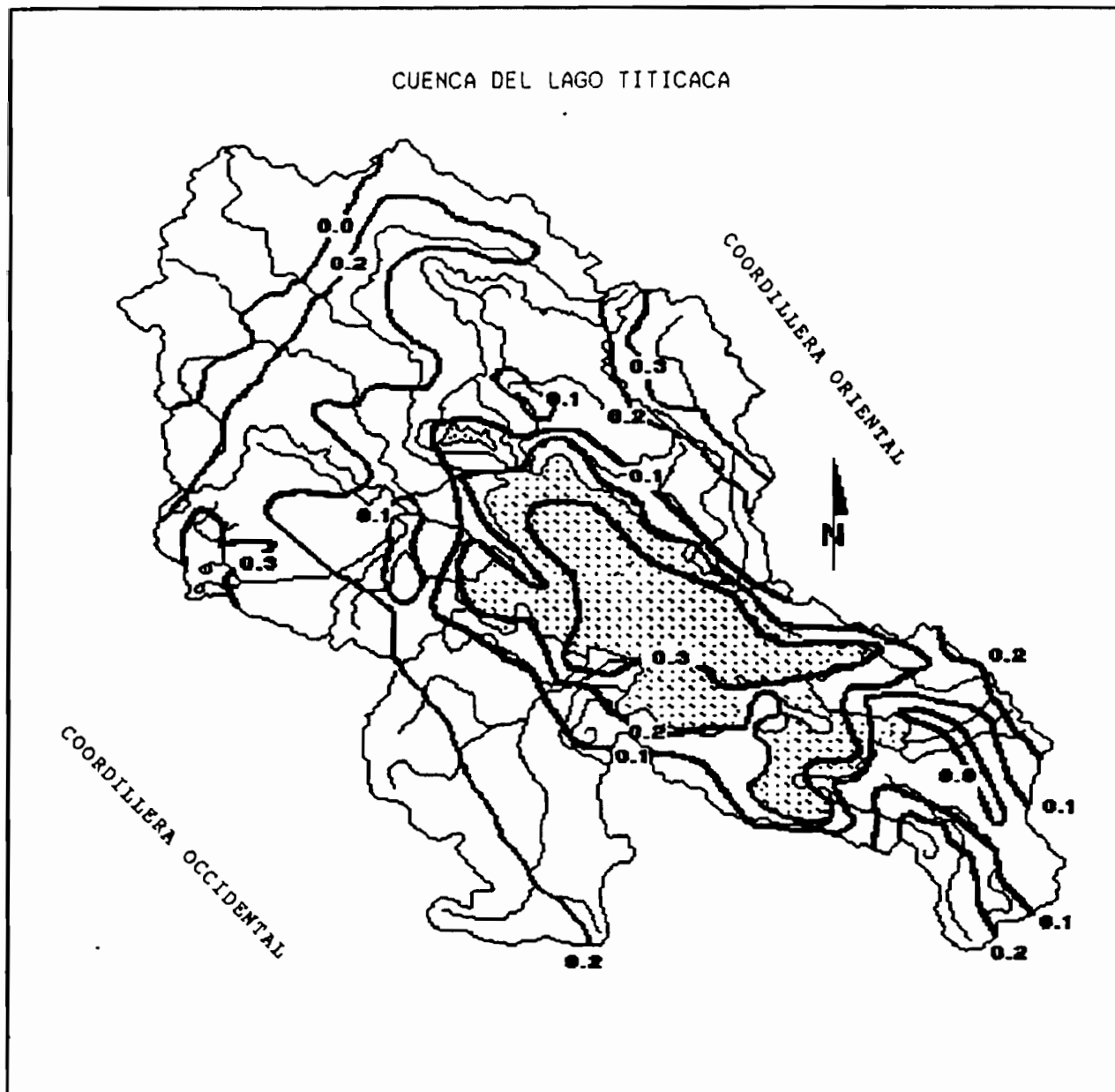


Figura 3: Isolíneas de la correlación entre la influencia de la diferencia de niveles del lago con la precipitación

HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS DEL ALTIPLANO DE BOLIVIA

J. QUINTANILLA¹, A. COUDRAIN-RIBSTEIN² y J. MARTINEZ¹

Resumen - Considerando los diferentes análisis que se refieren a un período de déficit pluviométrico, se puede concluir que hay :

- Salinización natural de la cuenca, agravándose en los lagos Uru-Uru y Poopó,
- Contaminación natural por : Arsénico, SÍlice Disuelta, Cloruros, Sulfatos, Sodio, Calcio y Boro en el Sur de la Cuenca,
- Contaminación antrópica en el área de Oruro, (contaminación bacteriológica), y en el área rural (Wolfram, Estaño, Cobalto, Cadmio, Níquel, Antimonio, Plomo).

En general, las aguas superficiales presentan riesgos potenciales para el consumo humano, animal y riego. En cambio, las aguas subterráneas muestran mejores características físico-químicas.

INTRODUCCION

La región del proyecto está representada por el sistema formado por las cuencas hidrográficas del lago Titicaca, Río Desaguadero, Lago Poopó y Salar de Coipasa, lo que se ha denominado Sistema T.D.P.S.. Este Sistema es una cuenca endorréica, que está delimitada entre las coordenadas 14°03' y 20°00' de latitud Sur y entre 66°21' y 71°07' de longitud Oeste. Su superficie es de 143 900 km² y comprende la parte altiplánica de la sub-región de Puno (en el Perú) y de los departamentos de La Paz y Oruro (en Bolivia). Las características geográficas de las cuencas que forman el sistema son las siguientes :

Lago Titicaca:

- cuenca vertiente	56 270 km ²
- superficie media (del lago)	8400 km ²
- nivel medio del lago	3810 m.s.n.m.

Río Desaguadero:

- cuenca vertiente	29 843 km ²
- longitud del cauce	398 km.
- pendiente media	0,45‰

Lago Poopó:

- cuenca vertiente	24 829 km ²
- superficie media (lago Uru-Uru Poopó)	3191 km ²
- nivel medio del Lago	3686 m.s.n.m.

La pluviometría media anual de la zona varía de 800 mm año⁻¹ en el Lago Titicaca a menos de 300 mm año⁻¹ en el Salar de Coipasa (Mariaca, 1985).

¹ Instituto de Investigaciones Químicas - UMSA, C. 3136 - La Paz - Bolivia

² CNRS-ORSTOM, La Paz

La densidad de la Población rural en la parte Norte es relativamente alta, sobre todo a orillas del Lago Titicaca (hasta 120 ha.b. / km²) y en las cercanías del río Desaguadero. En estas zonas, la población vive principalmente de la agricultura, mientras que en las zonas más alejadas se dedica a la ganadería. Las condiciones climáticas irregulares, unidas a la gran altitud (entre 3700 y 3900 m.s.n.m.), determinan que las condiciones de vida de la población sean extremadamente difíciles.

El presente informe forma parte de un estudio integral que tiene como meta final la elaboración de un Plan Director Global Binacional de Protección -Prevención de inundaciones y aprovechamiento de los recursos del Sistema T.D.S.P. (Lago Titicaca, río Desaguadero, lago Poopó y Salares). Los objetivos principales son:

- Evaluación hidroquímica de las aguas superficiales,
- Evaluación de la salinidad de las aguas superficiales,
- Evaluación preliminar de la calidad de las aguas subterráneas en áreas seleccionadas,
- Evaluación del contenido en metales pesados en aguas superficiales y subterráneas.

METODOLOGIA

La metodología utilizada en el presente estudio fue siguiendo el método GEMS (Sistema Mundial de Monitoreo del Ambiente :Agua) de CEPIS / OPS / OMS y complementada por el Standard Methods de la APHA / USA; tanto para aguas superficiales como subterráneas.

Comprendiendo las siguientes fases:

- Recopilación de datos relativos a campañas de muestreo y análisis anteriores, con fines comparativos,
- Selección de los lugares de muestreo, en función al criterio de establecer una serie de puntos de IMPACTO, para medir la evolución de las características de calidad del agua (Fig.1 y 2).
- Elección de parámetros clásicos y especiales (metales pesados) a analizar.
- Análisis: mediante espectrofotometría U.V.-Visible, colorimetría, electrometría, espectrofotometría de Absorción Atómica clásica y con generador de Hidruros, además de un espectrofotómetro HACH-DREL 2000 para los análisis de campo, (Golterman, 1969; Mackereth *et al.*, 1978).

Y otros puntos denominados de BASE, distribuidos sobre toda el área con el objetivo de establecer en forma general las características de las aguas de la zona en estudio.

DATOS FISICO QUIMICOS DE PARAMETROS REPRESENTATIVOS

Los resultados comprenden el período 1989 - 1993 en el marco del proyecto

Aguas superficiales (Fig.3 y 4).

1. Elementos clásicos

Salinidad, Total de Sólidos Disueltos (TDS) - Se observan bajas concentraciones de TDS en los afluentes al lago Titicaca (ríos Ramis, Coata e Ilave), puente internacional y río Mauri (0,31 a 0,93 g l⁻¹). Hay un incremento progresivo hacia el sur desde Calacoto (1,83 g l⁻¹), hasta el lago Poopó con valores de : 25-40 g l⁻¹ (en primavera alcanza su máximo de 107 g l⁻¹).

Alcalinidad Total - Hay un ascenso periódico en la concentración, desde el Norte (Desaguadero), con valores entre 90 a 200 mg l⁻¹; hacia el sur de la cuenca (lagos Uru-Uru y Poopó), con valores del orden de 400 a 600 mg l⁻¹.

Ion Sodio - En los afluentes del Titicaca (ríos Ramis, Coata e Ilave), en el río Mauri y el río Desaguadero en el Puente Internacional, tienen valores entre 40 a 240 mg l⁻¹. En el lago Poopó, la concentración de este ion es 10 veces mayor que en río Desaguadero y con un aumento progresivo en época de primavera, que es donde el sistema alcanza sus mayores concentraciones, en promedio, de 4,11 a 30 g l⁻¹, notándose una ligera disminución a la salida del lago Poopó (río Lacajahuira).

Ion Cloruro - En los ríos Ramis, Coata e Ilave se hallan concentraciones que en promedio se sitúan entre 25 a 350 mg l⁻¹. Sin embargo en el río Desaguadero los valores se incrementan aguas abajo del Puente Internacional, alcanzando en Primavera sus máximas concentraciones en el lago Poopó (20 - 30 g l⁻¹); notándose también una disminución regular a la salida del Poopó, por el río Lacajahuira debido posiblemente a una sedimentación en el lago de éste elemento (sus concentraciones varían en función del tiempo desde 7 hasta 18 g l⁻¹), Carmouze *et al.*, 1978.

Ion Sulfato - En los puntos correspondientes a los afluentes al Titicaca, Puente Internacional, río Mauri, puente Japonés, Chuquiña y Puente Español presentan valores entre 40 a 300 mg l⁻¹. Tiene una concentración 10 veces mayor en el lago Poopó, que en el río Desaguadero, alcanzando en primavera y verano sus máximas concentraciones (8 a 19 g l⁻¹), evolucionando desde 2 a 6 g l⁻¹ en su composición media.

Otros Iones - La evolución General del Sistema tiene la tendencia regular del incremento en las concentraciones de Norte a Sur de la cuenca, especialmente en la región del Poopó, con valores superiores a los límites permisibles, en los siguientes iones: Calcio, Magnesio, Potasio y Boratos. Referencias utilizadas para límites de uso son: Task Force on Water Quality Guidelines of the Canadian Council, 1987.

2. Elementos especiales

Hierro y Manganeso - Al Norte de la cuenca los valores están dentro los rangos normales (en promedio de 0,1 mg l⁻¹). Hay contaminación por estos elementos en la mayoría de los afluentes del Lago Poopó, pero en el mismo lago hay una disminución sensible en sus concentraciones.

Zinc y Cobre - Las concentraciones halladas en la zona de estudio indican valores inferiores a los límites para cualquier uso.

Estaño - Todos los valores en el área de estudio (0,1 a 0,8 mg l⁻¹) se hallan por encima del límite apto para consumo humano (0,02 mg l⁻¹), OPS-OMS, 1984.

Wolfram - En todos los puntos de muestreo se registraron valores superiores al del límite permisible para consumo humano (0,05 mg l⁻¹). Los valores van de 0,3 a 7,2 mg l⁻¹, y aparentemente su presencia se considera natural en el sistema TDPS.

Plomo - Los valores al Norte de la cuenca, río Desaguadero, Calacoto, Puente Japonés, Chuquiña, Puente español al Sur de la ciudad de Oruro y el río Mauri están normales (0,02 - 0,03 mg l⁻¹). Pero en las aguas de la cuenca de los lagos Uru-Uru y Poopó, se registran valores superiores para cualquier consumo, desde 0,15 a 0,30 mg l⁻¹. Pero no ofrece riesgo para riego.

Antimonio - Solo en el lago Poopó sus concentraciones están ligeramente por encima de los límites para consumo humano ($0,5 \text{ mg l}^{-1}$), con valores que se sitúan entre $0,7$ a $0,8 \text{ mg l}^{-1}$.

Bismuto - No hay información referente a los límites permisibles para cualquier consumo o riego, los valores hallados se encuentran entre $0,32$ a $0,38 \text{ mg l}^{-1}$.

Arsénico - Este elemento se encontró solo desde Eucaliptus hacia el Sur de la cuenca. Existe en forma natural en el subsuelo y debido a la salinidad de las aguas, el mismo que es lixiviado hacia las aguas superficiales en ésta área. En todos los puntos de muestreo sus concentraciones elevadas, $0,6 - 0,8 \text{ mg l}^{-1}$ (desde Eucaliptus, Chuquiña, Puente Español, lagos Uru-Uru y Poopó.), la hacen no apta para ningún consumo (Quintanilla *et al.*, 1994).

Plata, Cianuros y Níquel - No hay contaminación por estos elementos.

Cadmio - Al Norte de la cuenca, desde los afluentes al Titicaca, hasta Chuquiña (río desaguadero), incluido el río Mauri solo se registran valores hasta $0,009 \text{ mg l}^{-1}$. Pero desde el Puente Español, lagos Uru-Uru y Poopó, las concentraciones son muy elevadas llegando a niveles situados en el orden de $0,20 \text{ mg l}^{-1}$, que las inhabilitan para cualquier uso.

Cobalto - Tiene el mismo comportamiento desde el Norte de la cuenca, hasta Chuquiña que el Cadmio. En cambio las concentraciones en los lagos Uru-Uru y Poopó son muy elevadas, llegando a niveles situados entre $0,30$ a $0,50 \text{ mg l}^{-1}$, que las hacen no aptas para ningún uso. Referencias utilizadas para límites de uso son: OPS (1985), Ayers y Westcot (1984), OPS (1987).

Aguas subterráneas

En el proyecto T.D.P.S. efectuado por el consorcio Intecsa-AIC Progetti-CNR, se analizaron 37 muestras de agua subterránea distribuidos en el área del Perú como de Bolivia (fig. 2). Además se analizaron 33 pozos de la provincia Aroma del departamento de La Paz (Camacho y Quintanilla, 1994).

Conductividad y Total de Sólidos Disueltos.- De los 37 puntos de muestreo solo en el río Coata, y en Illpa en la región peruana y en San Miguel e Llanga en Bolivia, se observan valores elevados que los hacen inaptos para cualquier uso. En el sector de Aroma, solo los pozos de Kollpa Pampa, Umala y río Kheto en el sector de Sora Sora, no son aptas sus aguas para ningún uso.

pH - Los valores de todos los pozos están dentro del rango de $6,6$ a $8,6$, es decir normales para todo uso.

Dureza - La mayoría de las aguas muestreadas son generalmente blandas y semiduras o duras, con valores inferiores a 30°d . También se hallaron aguas muy duras ($>30^\circ\text{d}$.) en la zona del Perú : cuenca del río Coata, con el mayor valor ($91,5^\circ\text{d}$.) y en la cuenca Illpa.

Alcalinidad Total - Se considera el valor límite máximo para todo uso de 610 mg l^{-1} . La mayoría de los puntos de muestreo están por debajo del mismo, solo en las cuencas de: Coata, Illpa superan este límite. En la región Aroma solo presentan concentraciones superiores a este límite en época de estiaje en los siguientes puntos : Huampuni, Quebrada Muruta, plaza Umala y Estancia San José.

Sulfatos - En toda la cuenca solamente en 2 pozos se encontraron valores superiores del límite para el consumo humano (400 mg l^{-1}) y son: Illpa y cuenca del Coata (Perú). En la región de Aroma todos los pozos tienen contenidos inferiores al límite señalado.

Cloruros - De toda el área muestreada se ha encontrado: siete pozos de agua con valores superiores a 250 mg l^{-1} , límite permisible para agua potable (uno en Ilpa-Perú, dos en el área de Bolivia, Aroma: Kollpa Pampa y Quebrada Sevencani) y los otros cuatro, cuyos valores son superiores al límite para riego (400 mg l^{-1}), están en Ilpa, Coata en Perú; San Miguel de Llanga en Desaguadero y río Kheto en Sora Sora en Aroma, de Bolivia.

Boratos - Solo 5 pozos de los 37 superan el límite para cualquier uso (11 mg l^{-1}); tres están en la cuenca del río Ramis, uno en la del río Coata, en Perú. Uno en Bolivia; en la cuenca del río desaguadero, en San Miguel de Llanga. En la zona de Aroma tenemos 4 pozos que no son aptos para ningún uso: Kollpa Pampa, San Juan de Circa y 2 en Umala.

Calcio - Solo 2 análisis presentan concentraciones superiores al límite para consumo humano (200 mg l^{-1}), uno en Perú en la cuenca del Coata y otro en Bolivia, en Aroma en el pozo de Umala. No se tiene información sobre consumo animal ni riego.

Magnesio - De los 37 pozos examinados, solo uno en la cuenca del Coata-Perú presenta valores superiores al límite tanto para consumo como para riego (200 mg l^{-1}).

Sodio - Del total de pozos muestreados, solo en 7 muestras se encontraron valores superiores a la norma para consumo humano, (120 mg l^{-1}): 2 en el área de Ilpa, uno en Coata (Perú); en San Miguel de Llanga y en Oruro; dos en Aroma Umala y Quebrada Sevencani (Bolivia). De éstas: Coata (Perú), San Miguel de Llanga y Santiago de Collana, río Kheto en Sora Sora (Bolivia), por sus elevadas concentraciones no son aptas para ningún uso.

Potasio - En todos los pozos muestreados sus valores están siempre por debajo de $1,000 \text{ mg l}^{-1}$, (límite para consumo humano).

Hierro - En los siguientes pozos, los valores de este elemento se encuentran por encima de la norma para agua potable ($0,30 \text{ mg l}^{-1}$): En Perú; cuenca río Ilave e Ilca. En Bolivia: Achacachi, Tiwanacu; en la zona de Aroma; Chiar Umami, Jankho Khala Pampa, Huampuni, Comunidad Patarani, San Juan de Circa, Thola Sirca, río Kheto en Chijmuni, Caichi Pampa, Cañaviri, Estancia San José y Quebrada Sevencani. Y en los siguientes pozos presentan valores superiores a $1,00 \text{ mg l}^{-1}$, lo que los hacen no aptos para ningún tipo de consumo: Río Kheto en Belén, Mamurasi, Pantantera, Estancia Alto Pomani, Quebrada Muruta, Kollpa Pampa, Estancia Chusicani, Villa Romero y río Kheto en Sora Sora.

Uso de las aguas en riego

1. Aguas Superficiales

Basados en la salinidad que va desde C_1 , aguas de baja salinidad a C_4 , aguas muy salinas y la toxicidad iónica específica por sodio, que va desde S_1 (Baja peligrosidad sódica) a S_4 (Alta peligrosidad sódica); tenemos que los siguientes puntos no son aptos para riego ya que sus aguas evolucionan de $C_3 S_3$ a $C_4 S_4$: ríos Jacha Jahuira y Cañuma (afluentes al río Desaguadero Norte), en el río Desaguadero desde Calacoto, Chuquiña, la Joya y Puentes: Español, Desaguadero y Toledo. Y más aún los lagos Uru-Uru y Poopó (sus afluentes: ríos Poopó y Cortadera).

2. Aguas Subterráneas

Bajo las actuales condiciones de riego y drenaje no son aptas para riego: En Perú los dos pozos en Ilpa y uno en Coata. En Bolivia; San Miguel de Llanga y en Aroma: Quebrada Sevencani; Kollpa pampa y río Kheto en Sora Sora.

DIAGNOSTICO HIDROQUIMICO

Una primera consideración que emerge de los análisis de las aguas superficiales es que la cuenca puede dividirse en 5 tramos:

- el lago Titicaca y sus afluentes, con aguas de salinidad discreta,
- el Desaguadero entre el Puente Internacional y Calacoto con aguas un poco más salinas,
- la zona de la confluencia del Desaguadero con el Mauri, con aguas menos salinas,
- la zona aguas abajo de la confluencia del Desaguadero y Mauri hasta el Puente Español, con aguas muy salinas,
- la zona del extremo Sur, del río Desaguadero con aguas cada vez más salinas hasta llegar al máximo en el lago Poopó y en el Salar de Coipasa.

Una segunda consideración de carácter general es que el período lluvioso ejerce una influencia directa y rápida en la calidad del agua, con efectos de dilución que modifican notablemente sus características químico-físicas.

El análisis de la conductividad (aguas superficiales), realizado durante el período 1976-1992, ha llevado a considerar la existencia de tres épocas diferentes determinadas por la ausencia o presencia de precipitaciones en la cuenca en cuestión. En otras palabras, el período que va de 1976 a 1979, con poca lluvia, presenta concentraciones altas; el período que va de 1983 a 1986, época de lluvias e inundaciones, presenta bajas concentraciones y el período que va de 1988 a 1992, con una prolongada sequía en el Altiplano, presenta concentraciones aún más elevadas que las del primero, sobre todo en los lagos Uru-Uru y Poopó.

Durante el mismo período de estudio, en la mayoría de los pozos (aguas subterráneas) muestreados, se observa una buena calidad, aún mejor que la de las aguas superficiales. Además, los pozos muestran una mayor constancia de las características, como se ha podido verificar a través de las mediciones periódicas de más de cien perforaciones y pozos.

Elementos contaminantes

1. Agua Superficial

- Hay contaminación por Wolfram y Estaño en toda la cuenca T.D.P.S.
- Existe contaminación (natural o no antrópica) por Arsénico y contaminación antrópica con : Cadmio, Cobalto y Níquel desde Chuquiña hasta los lagos Uru-Uru y Poopó. También existe contaminación por plomo, antimonio, manganeso y cromo desde Eucaliptus hasta los lagos Uru-Uru y Poopó.
- Se confirma la tendencia al incremento en las concentraciones es del Norte al sur y ésta se vuelve más dramática en la región de los lagos Uru-Uru y Poopó.
- En las aguas superficiales no se observan concentraciones elevadas por cianuros, hierro, cobre, mercurio, plata o zinc.
- En el Puente Internacional se observa una disminución en las concentraciones de oxígeno disuelto, si se las compara con los valores tomados en la misma época en años anteriores. Esto se debe a un incremento de la contaminación doméstica provocada por el hombre (aumento de la población fronteriza de Desaguadero) y a las basuras que, además, provocan el desarrollo de la flora saprófita anormal que consume una mayor cantidad de oxígeno disuelto.

- En los lagos Uru-Uru y Poopó existe una deficiencia permanente de oxígeno disuelto; deficiencia que se está incrementando a causa de la disminución progresiva del espejo de agua (insaturación constante que llevará una anoxia crónica), ya que luego se convierten en aguas estancadas.
- En función de la evolución de la conductividad y del total de sólidos disueltos, es importante subrayar el papel regulador de la salinidad que tienen los afluentes del lago Titicaca (ríos Ramis, Coata e Ilave), y sobre todo el río Mauri, sobre la evolución (dilución) de la cuenca sur del sistema TDPS.
- La región que presenta mayor transporte de sedimentos está situada entre el Puente Japonés y Chuquiña, sobre el río Desaguadero.
- El Mauri es el principal aportador de sílice disuelta a la cuenca Sur del Desaguadero (hasta 81 mg l^{-1}), debido a la presencia de series eruptivas en la cabecera de la cuenca del río.
- Salinización natural, gradual desde Puente Japonés hacia el Sur de la cuenca, haciéndose más grave en los Lagos Uru-Uru y Poopó cuyo proceso natural de transformarse en salares, se acelera cuando ocurren años secos.
- Las aguas superficiales del sistema T.D.P.S. no son aptas para consumo humano. (desde un punto de vista fisicoquímico).
- Las aguas de los lagos Poopó y Uru-Uru, no son aptas para consumo humano, animal ni riego.
- Para consumo animal sólo es aconsejable su uso en el río Ilave.
- Las aguas de mejor calidad se encuentran en Huari, sobre el río Azanaques.
- Por lo que toca al uso de agua para riego, en cada proyecto específico, además de tener en cuenta la calidad del agua, habrá que considerar otras variables como son: tipo de suelo, cultivos a desarrollar, y sobre todo manejo del agua, riego y drenaje; todo ello llevará, en cada caso, a la posible implantación o no del proyecto. En particular, recordamos que, encontrándonos en presencia de suelos con un discreto componente de arcilla, el índice SAR (relación Sodio/adsorción) asume una importancia especial en la evaluación de la aptitud del agua con respecto al tenor de sodio. La presencia notable de este elemento provoca una tendencia de peptización de las arcillas, mientras que cationes bivalentes como el calcio y el magnesio llevan a procesos de verdadera floculación.
- Existe un déficit regular y permanente en los contenidos de nutrientes en toda el área de estudio. (Fosfatos y especialmente Nitratos y Nitritos.)

2. Agua Subterránea

- Desde un punto de vista fisicoquímico, de los 17 pozos muestreados en la parte boliviana; 16 son aptos para consumo general. Solo un pozo no es apto para ningún consumo: San Miguel de Llanga en el río Desaguadero.
- En la parte peruana, de 20 pozos muestreados; 17 son aptos para este fin. Tres pozos no son aptos para ningún consumo: regiones de Illpa (2) y Coata (1).
- Para uso en riego: no son aptas para este fin cuatro pozos: La región de Illpa (2), Coata y San Miguel de Llanga.
- Los tipos de aguas subterráneas predominantes son: Cálcidas-magnésicas-sódicas sulfatadas y/o cloruradas; cálcicas y/o magnésicas cloruradas y/o sulfatadas sódicas.

- La mayoría de los pozos de la Provincia Aroma estuvieron dentro de las categorías de: salinidad media con peligro de adsorción de sodio bajo (C_2S_1) y; salinidad alta con bajo peligro de adsorción de Sodio (C_3S_1). Sin embargo se nota un incremento en la concentración de sales disueltas en las aguas hacia el Sur de la provincia, llegando a niveles de salinidad alta o muy alta y peligro de adsorción de Sodio alto o muy alto (C_3S_3 a C_4S_4). Esta área de la provincia se caracteriza por ser una planicie inundadiza, donde al comenzar la sequía se forman costras salinas que posteriormente se incorporan a la napa freática. Posteriormente a esta zona, se hallaron dos sectores de drenaje de las sales acumulada, que son: el río desaguadero en el Suroeste de Aroma y el río Kheto, en el Sureste.

RECOMENDACIONES

La contaminación medio ambiental del área del sistema T.D.P.S. que se detectó, indica un sistema en equilibrio inestable con tendencia hacia una degradación irreversible si no se interviene con acciones de control y de corrección. Por este motivo a continuación se efectúan algunas recomendaciones necesarias para mantener el sistema en equilibrio.

- Agilizar la promulgación de la Ley de Aguas y actualizar el Código de Minería en Bolivia a fin de hacer cumplir su reglamentación en lo referente a efluentes contaminadores.
- Efectuar un monitoreo regular en puntos conflictivos, de: sedimentos, aguas, plancton y peces en el lago Poopó, a fin de cuantificar la acumulación de metales pesados.
- Prever un monitoreo fisicoquímico y bacteriológico a la salida de los sistemas de desagüe en Oruro, a fin de programar intervenciones de saneamiento.
- Profundizar el estudio sistemático de las aguas subterráneas, como alternativa de consumo, en función a conocer sus límites estacionales (climáticos) asociados a los cambios del nivel freático.
- Incentivar a nivel rural cursos o talleres de capacitación y conocimiento en lo referente al uso y manejo del recurso agua, que comprenderá la higiene y cuidado en su consumo.

BIBLIOGRAFIA

- Ayers R.S., Westcot D.W.(1984) Calidad del agua para la agricultura, estudio FAO de riego y drenaje N°29. Agricultura y la Alimentación. Roma - Italia. 85 pp.
- Camacho V. y Quintanilla J.(1994) Estudio Preliminar de las Aguas Subterráneas de la Provincia Aroma del Departamento de La Paz, Informe Final IIQ-UMSA, La Paz, 83 pp.
- Carmouze J., Arze C. y Quintanilla J.(1978) Circulación de materia (agua y sales disueltas) a través del sistema fluvioacustre del Altiplano. *Cah. ORSTOM, Ser. Geol. X* (1), 49-68 pp.
- Golterman H.L.(1959) Methods of chemical analysis of freshwaters. IBP Handbook 8, Blackwell Sc.Publ. Oxford and Edinburgh, 165 pp.
- Mackereth F.J.H., Heron J., Talling J.F.(1978) Water Analysis, some revised methods form limnologists, Freshwater Biological Association. Sc.Publ.36, Ambleside - Cumbria, LA 220 LP Inglaterra, 120 pp.
- Mariaca Carrasco J.(1985) Balance hídrico de la cuenca del lago Poopó y los salares Uyuni y Coipasa. Informe PHICAB, La Paz, 203 pp.
- Organización Panamericana de la Salud, OPS (1984) Estaño y Compuestos Orgánicos del Estaño. Publ.Cient.467 OPS/OMS/PNUMA, criterios de Salud Ambiental 15, Washington, EUA, 119 pp.

- OPS (1985) Guías para la calidad del agua potable 1; recomendaciones, Publ.Cient.481. Washington, EUA. 136 pp.
- OPS (1987) Guías para la calidad del agua potable. 2, criterios relativos a la Salud y otra información de base, Publ. Cient.506. Washington, EUA. 350 pp.
- Quintanilla J. y Lorini J. Editores (1994) Altiplano Hydrological System, Tomo I, documento técnico de Hidroquímica y Contaminación. CIID - U. LAVAL (Canadá), IIQ. UMSA (Bolivia). La Paz, 174 pp.
- Quintanilla J. et al (1993) Estudio de Hidroquímica y Contaminación, Consorcio Intecsa-AIC Progetti-CNR, informe final 8, La Paz, 130 pp.
- Task Force on Water Quality Guidelines of the Canadian Council of Resource and Environment Ministers. 1987-Canadian Water Quality Guidelines;Canadá 410 pp.

FIG. 1 UBICACION DE PUNTOS DE MUESTREO DE AGUAS SUPERFICIALES

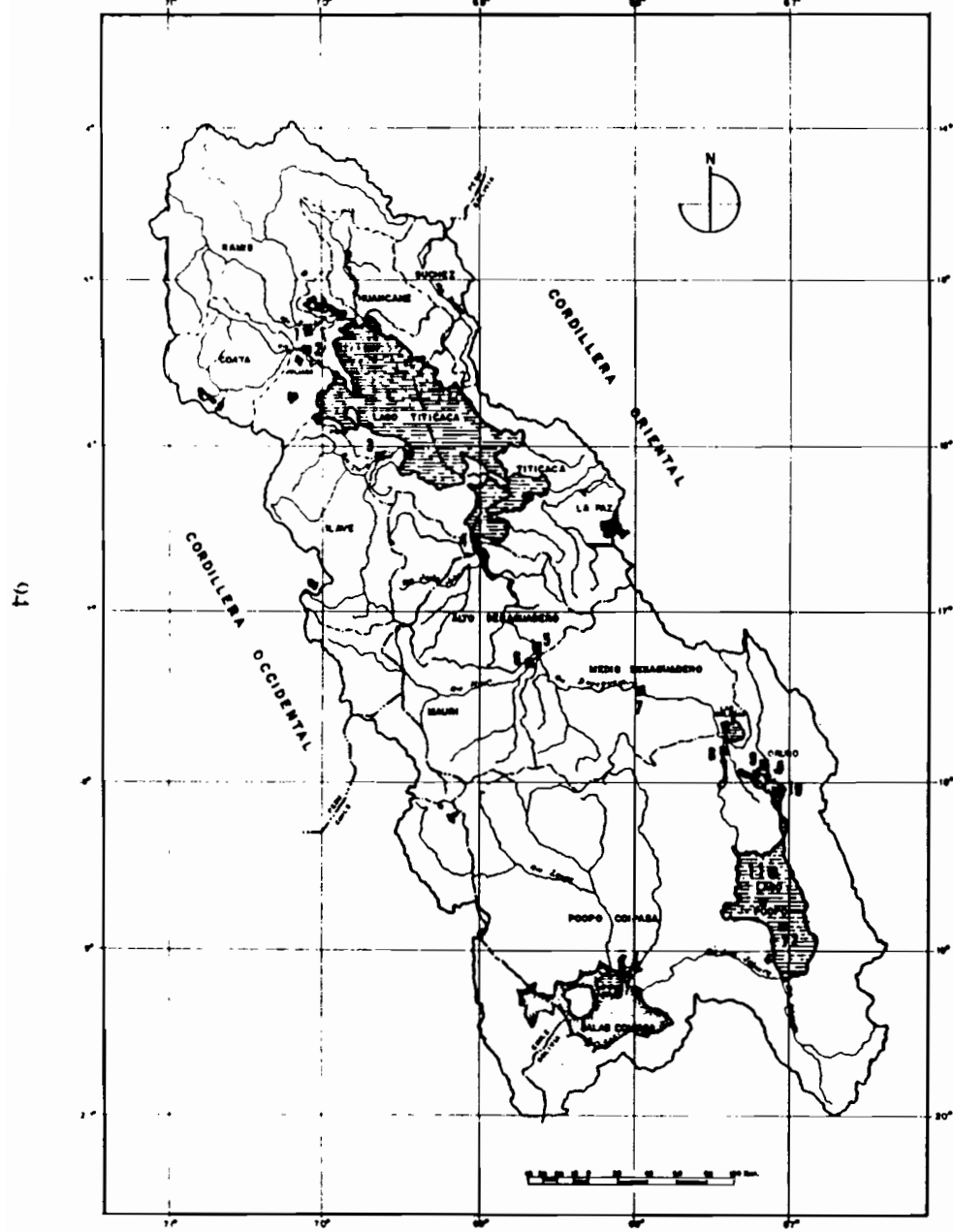
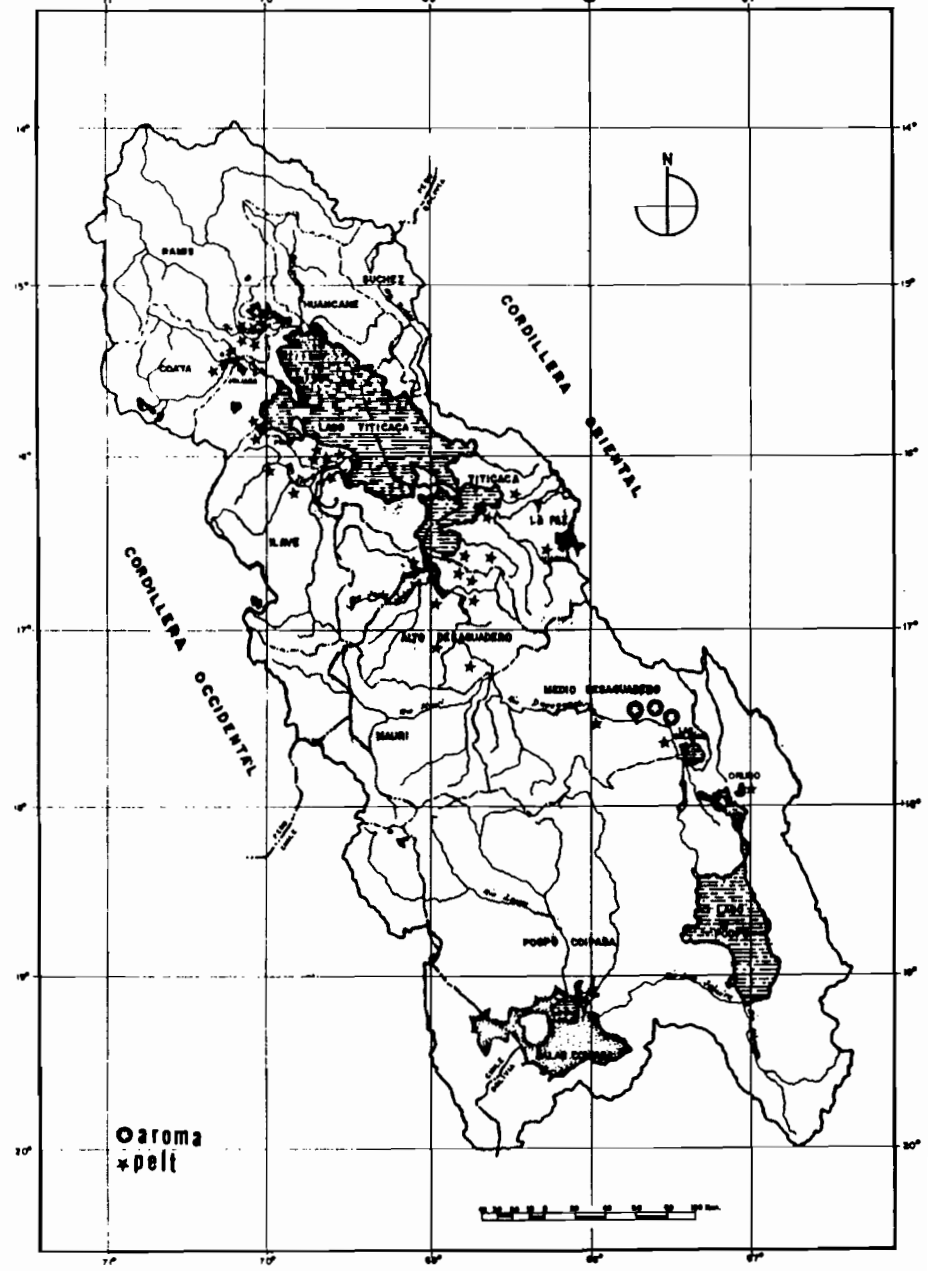


FIG. 2 UBICACION DE PUNTOS DE MUESTREO DE POZOS (AGUAS SUBTERRANEAS)



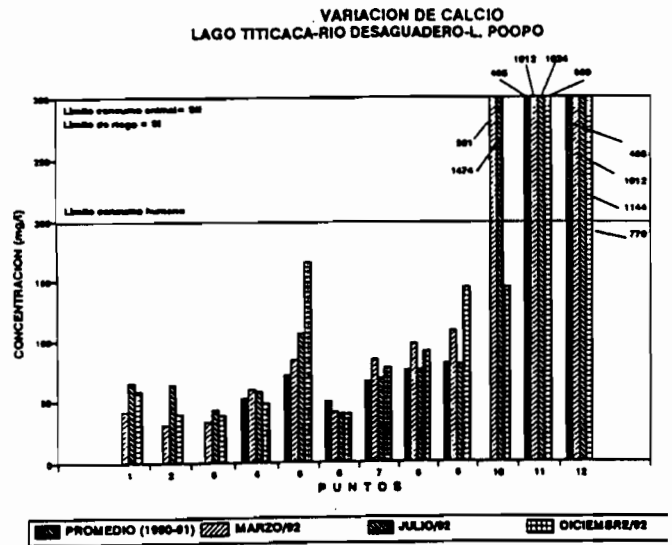
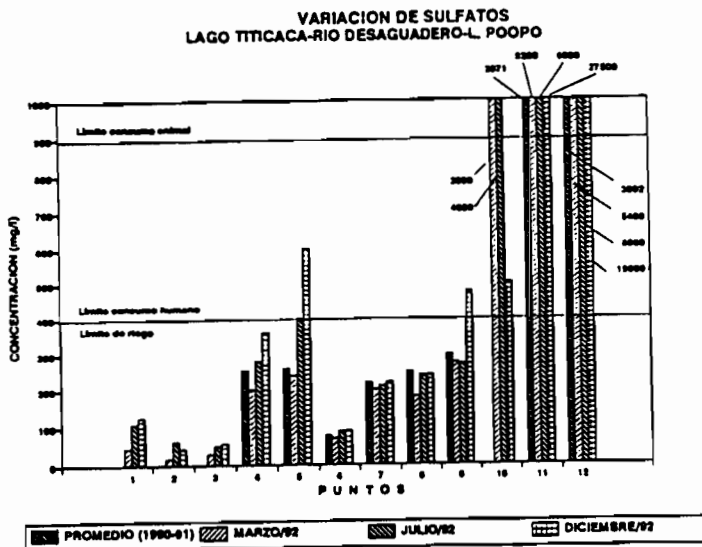
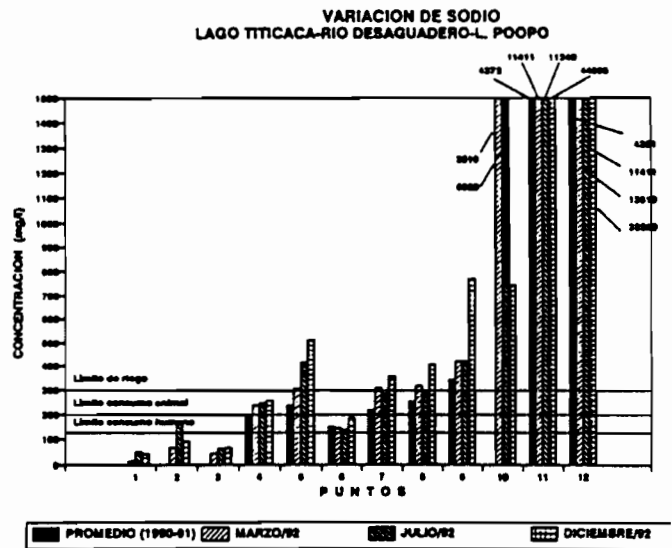
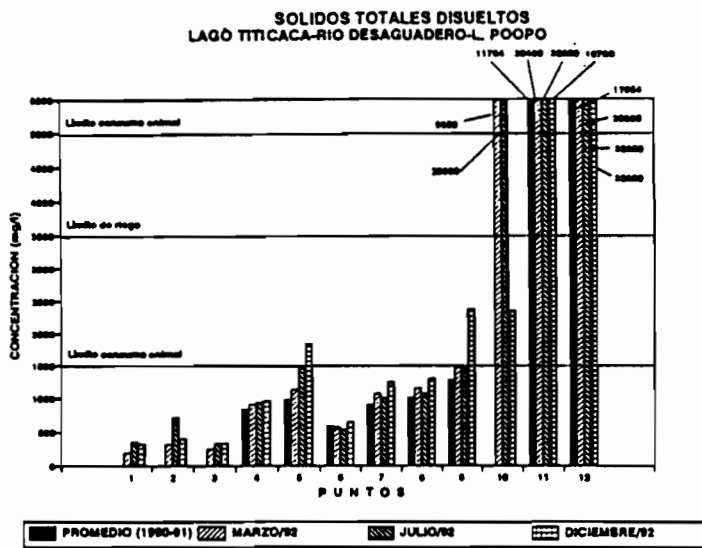
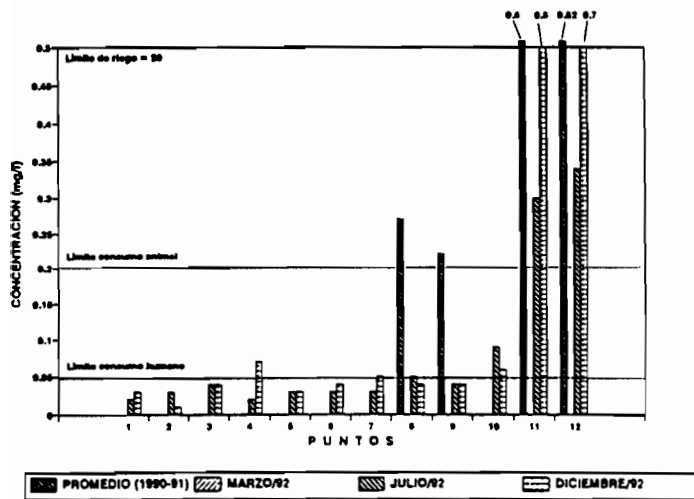
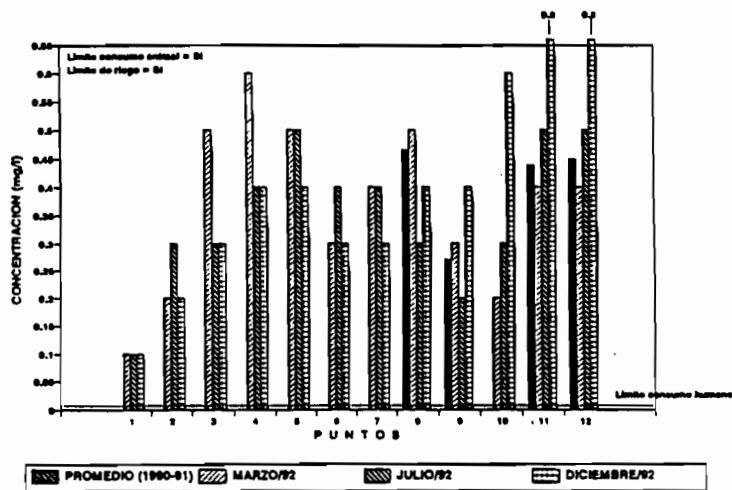


FIG.3.-Variación de elementos clásicos.
Fuente: Estudio de Hidroquímica y Contaminación; Consorcio Intecsa-AIC Progetti-CNR. (Quintanilla et al. 1993).

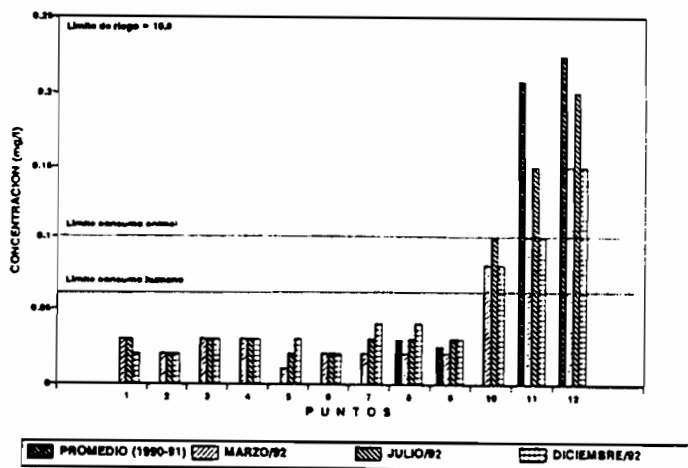
VARIACION DE ARSENICO
LAGO TITICACA-RIO DESAGUADERO-L. POOPO



VARIACION DE ESTAÑO
LAGO TITICACA-RIO DESAGUADERO-L. POOPO



VARIACION DE PLOMO
LAGO TITICACA-RIO DESAGUADERO-L. POOPO



VARIACION DE WOLFRAM
LAGO TITICACA-RIO DESAGUADERO-L. POOPO

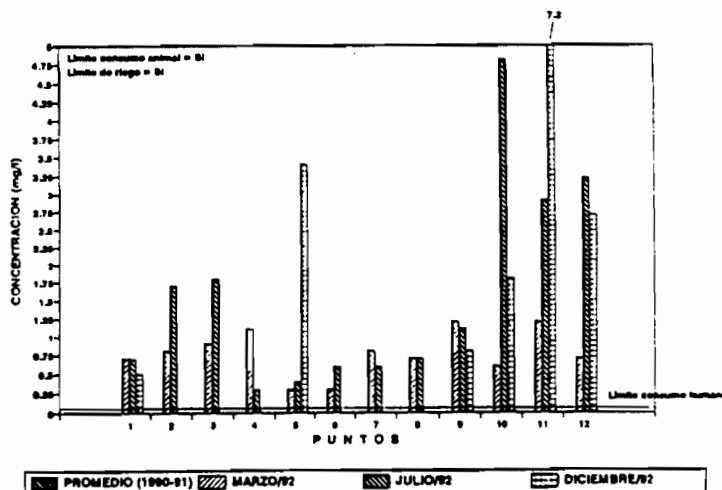


FIG.4.-Variación de elementos pesados.
Fuente: Estudio de Hidroquímica y Contaminación; Consorcio Intecsa-AIC Progetti-CNR. (Quintanilla et al. 1993).

LA SALINITE DE LA RESSOURCE EN EAU SOUTERRAINE DE L'ALTIPLANO CENTRAL

A. COUDRAIN-RIBSTEIN¹, B. PRATX², J. QUINTANILLA³, G. ZUPPI⁴,
CI. JUSSERAND⁵ et D. CAHUAYA⁶

Resumen - El balance hídrico de un acuífero del Altiplano central boliviano fue estudiado para entender la dinámica de la salinidad que es variable en el espacio. Un modelo de 2 dimensiones fue calibrado con datos de geología y de hidrogeología. En la parte oeste, la salinidad es baja (0,3 mS cm⁻¹). Este corresponde a una zona de infiltración de escurrimiento. En la parte este, la salinidad es más fuerte de 2 a 6 mS cm⁻¹. Aguas arriba de esta zona, la salinidad corresponde a la recarga por el Desaguadero (2 mS cm⁻¹). En base a datos de cloruro, de conductividad eléctrica y de isótopos (¹⁸O, ²H, ³H y ¹⁴C), y de un muestreo de la zona no saturada, la mayor salinidad de aguas abajo debe corresponder a la antigua recarga por paleo lagos.

Abstract - The aquifer under investigation is situated on the central Bolivian Altiplano and covers 1000 km². Perforated wells ranging in depth from 20 m to 80 m produce water whose electrical conductivity increases from upstream (0.5 mS cm⁻¹) to downstream (6 mS cm⁻¹). Hydrogeological modelling and interpretation of isotopic data (mainly ¹⁸O with some ²H, ³H, ¹⁴C) has been conducted on data collected over three years from groundwater, rain, the Río Desaguadero and a core from the unsaturated zone. The aquifer presents two systems. The western low salinity zone is a consequence of infiltration from mountain runoff. Flow is northwards towards the Desaguadero and also south-eastwards parallel to the mountains. The eastern zone of higher salinity may result from recharge by ancient quaternary lakes which dried up during a drier hydrological regime between 8000 and 1500 years BP.

INTRODUCTION

L'Altiplano bolivien est une zone géographique hors du commun avec, au nord, la plus grande étendue d'eau à une altitude de plus de 3800 m et, au sud, la plus grande croûte salée sur Terre (Fig. 1). Depuis le début du Quaternaire, ce large bassin endoréique voit croître et se réduire ses étendues lacustres en fonction de bilans que les scientifiques s'attachent à comprendre. La question est simple : évolution à différentes échelles de temps (mensuelle à millénaire) du rapport précipitation/évaporation sur l'ensemble du bassin? Les éléments de réponses sont pourtant complexes à décrypter. Cette zone, entre 16° et 20° de latitude sud, est balayée par la Zone de Convergence Intertropicale qui induit des saisons de pluies bien marquées. Des battements de plusieurs dizaines de mètres des niveaux des lacs au cours du quaternaire ont pu être la conséquence du déplacement de cette ZCIT (Messerli *et al.*, 1993). L'Altiplano est ainsi le lieu

¹ URA 1367 CNRS, France, adresse actuelle: ORSTOM-C.P. 9214-La Paz, Bolivie

² ORSTOM-La Paz

³ IQ-UMSA-La Paz

⁴ Université d'Orsay-France

⁵ Univ. Paris VI-Thonon

⁶ ONG YUNTA, Bolivie

privilégié de rencontres d'approches scientifiques diverses : géologie du quaternaire, paléoclimatologie, glaciologie, hydrologie et hydrogéologie.

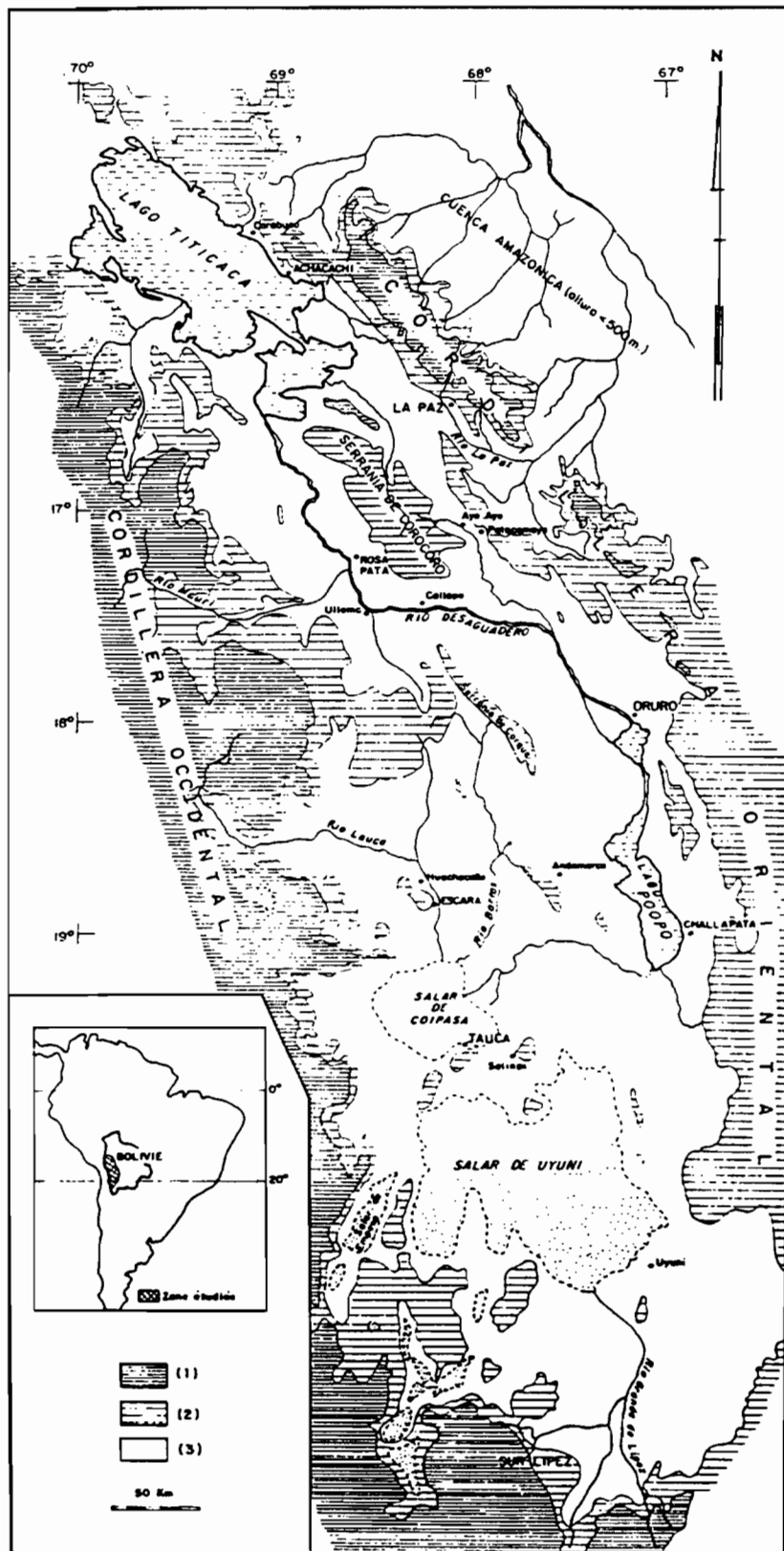


Figure 1 - Croquis de l'Altiplano bolivien d'après Servant et Fontes (1978). (1) altitude supérieure à 4500 m ; (2) altitude comprise entre 4000 et 4500 m ; (3) altitude comprise entre 3600 et 4000 m. La zone d'étude se situe entre les longitudes 67°30' et 68° O et les latitudes 17°15' et 18° S.

L'objet de cette étude est de comprendre la dynamique de la salinité d'une nappe d'eau souterraine dans la zone centrale de l'Altiplano bolivien. Le premier objectif est d'apporter des recommandations quant à l'utilisation de la ressource en eau souterraine pour cette région, la plus peuplée de Bolivie (Montes de Oca, 1982), qui présente des conditions de vie très difficiles (gelées, sécheresse, salinité de l'eau). Le second objectif est de décrypter des témoins de phases climatiques passés et de leurs conséquences sur le cycle de l'eau de cette région. Pour y répondre, ce travail présente une étude du bilan hydrogéologique actuel et de la dynamique des éléments chimiques transportés par l'eau souterraine.

METHODE

Collecte de données de 1991 à 1995

Une étude géologique et 24 sondages électriques verticaux avec une ouverture maximale de 1 km ont été menés pour reconnaître l'étendue et l'épaisseur des aquifères.

Le présent travail a pu prendre corps grâce aux puits perforés (20 à 80 m) et équipés de pompe à main par l'ONG bolivienne YUNTA. Le nivellement de 53 puits à partir de bornes nivelées existant le long du Desaguadero a permis d'obtenir une précision de l'ordre de 20 cm sur leur niveau d'eau. Plus de 200 mesures de niveau d'eau ont été effectuées sur 100 puits, et dans le présent article, sont incluses quelques mesures de puits de la rive gauche tirées de Camacho et Quintanilla (1994).

Il existe trois pluviomètres du service national SENAMHI dans la zone d'étude (Patacamaya, Eucalyptus et Huaylla Marca au nord-ouest de Papel Pampa, cf. Fig. 2). Quatre pluviomètres à lecture journalière et cinq totalisateurs ont été placés. Deux stations limnimétriques du SENAMHI existent dans la zone sur le Desaguadero : Eucalyptus et Umala. Les échelles d'Eucalyptus ont été remises en place et une station a été installée à Chilahuala.

Environ 500 mesures de conductivité électrique de l'eau ont été effectuées sur des échantillons d'eau souterraine, de surface et de pluie. Les chlorures ont été analysés par le Laboratoire de Géologie Appliquée (Univ. Paris VI), le laboratoire de l'ORSTOM en France et l'Institut de Chimie de l'Université de La Paz sur 270 échantillons.

L'oxygène-18 a été principalement analysé au laboratoire de Thonon (France). Le laboratoire d'Orsay (France) a analysé 18 échantillons en deutérium et en ^{18}O . Le total des mesures en ^{18}O s'élève à près de 150. Six analyses de tritium et cinq de ^{14}C et de ^{13}C ont été effectuées à Thonon.

Modélisation mathématique

Des simulations ont été effectuées avec un modèle hydrogéologique de l'*US Geological Survey* (Bredehoeft, 1990) pour préciser les termes du bilan en eau actuel de l'aquifère sur la rive droite où les données sont les plus abondantes. De plus, le modèle de distribution de l'oxygène 18 de l'eau en zone non saturée (Barnes et Allison, 1983) a été utilisé pour évaluer l'évaporation à partir de la nappe.

GEOLOGIE

L'Altiplano central bolivien est une région complexe de bassins limités à l'ouest par des stratovolcans de la Cordillère Occidentale et par une séquence paléozoïque de la Cordillère Orientale. Dans la zone d'étude, l'aquifère est limité par le flanc d'un synclinal tertiaire qui culmine à 4500 m, la Serranía de Corque (Fig. 1). A l'est de cette formation, la zone est remarquablement plate, constituée de sédiments quaternaires largement lacustres (GEOBOL,

1967-1985) surmontant cette même série tertiaire et le Paléozoïque. Des accumulations de 3000 m ont été déposées pendant l'oligocène terminal et pendant le miocène (Baby *et al.*, 1990). Des sondages électriques (Jiménez et Coudrain-R., 1995) ont permis de retrouver des horst et grabens limités par des failles de direction N80 et N130 avec des décalages d'environ 100 m affectant l'Oligocène et le Quaternaire. Le quaternaire lacustre ou fluvio-lacustre peut atteindre plus de 100 m (Jiménez et Coudrain-R., 1995). Proche de la surface, il présente une alternance de couches sableuses et de passées argileuses. L'aquifère est limité à l'est par des affleurements paléozoïques. Une coupe est-ouest de la zone d'étude est présentée dans Coudrain-R *et al.* (1995). Ces résultats confirment ceux de l'étude de Lavenu (1986) et la faille décrite par Younger (1992) à l'est de la Serranía de Corque.

CLIMAT

Le climat est semi-aride avec une saison des pluies bien marquée en été (décembre à février). La pluie moyenne à Patacamaya entre 1951 et 1990 est de 409 mm, avec 80% entre Novembre et Mars. A partir des mesures de stations météorologiques proches, on peut estimer que la précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 350 mm dans le sud. L'évaporation potentielle annuelle est de l'ordre de 1,4 à 1,7 m par an (Vacher *et al.*, 1988 et Herbas et Hufty, 1992). L'agriculture est difficile avec de fréquentes gelées et sécheresses et à cause de la salinité des sols et de l'eau (Ledezma, 1995).

Dans la zone étudiée, le Río Desaguadero constitue le seul écoulement permanent. Son débit moyen à la sortie du lac Titicaca est de l'ordre de $16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour la période de 1956 à 1983 mais dépasse $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour les 5 années les plus pluvieuses (Gutierrez, 1991). Il faut noter que pendant les années déficitaires vers 1970 et 1940, le flux d'eau s'inversait parfois vers le lac Titicaca. Pendant nos années d'observations, on a pu noter dans la zone d'étude que le niveau du Río est peu variable, avec moins d'un mètre de battement, en dehors de rares crues de courte durée.

PIEZOMETRIE

De la carte piezométrique (Fig. 2), on peut déduire qu'il y a alimentation sur les piémonts à l'ouest, tel que proposé dans les études précédentes (GEOBOL-NNUU, 1973 ; Gumiel, 1988). Le Río Desaguadero draine la nappe dans la zone amont jusqu'à la coordonnée horizontale de 115 km (Fig. 2) et à l'inverse soutient la nappe plus à l'aval. Une liaison entre le Desaguadero et l'eau souterraine dans cette même zone avait déjà été suggérée par une étude stochastique des débits du Desaguadero (Llamas *et al.*, 1994). Le gradient hydraulique souterrain varie de l'amont à l'aval de 10^{-3} à $0,6 \cdot 10^{-3}$. Les niveaux piézométriques sont compatibles avec l'hypothèse que l'aquifère est continu sur la zone, captif à l'ouest et semi-captif à l'est.

BILAN HIDROGEOLOGIQUE

Le bilan hydrogéologique actuel a été approché par des simulations en régime permanent. La zone modélisée est l'aquifère rive droite, sur 60 par 60 km, qui correspond à la Province Villarroel. La description de cette modélisation est donnée dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1995). La différence entre les piézométries mesurée et simulée est inférieure à 1 m.

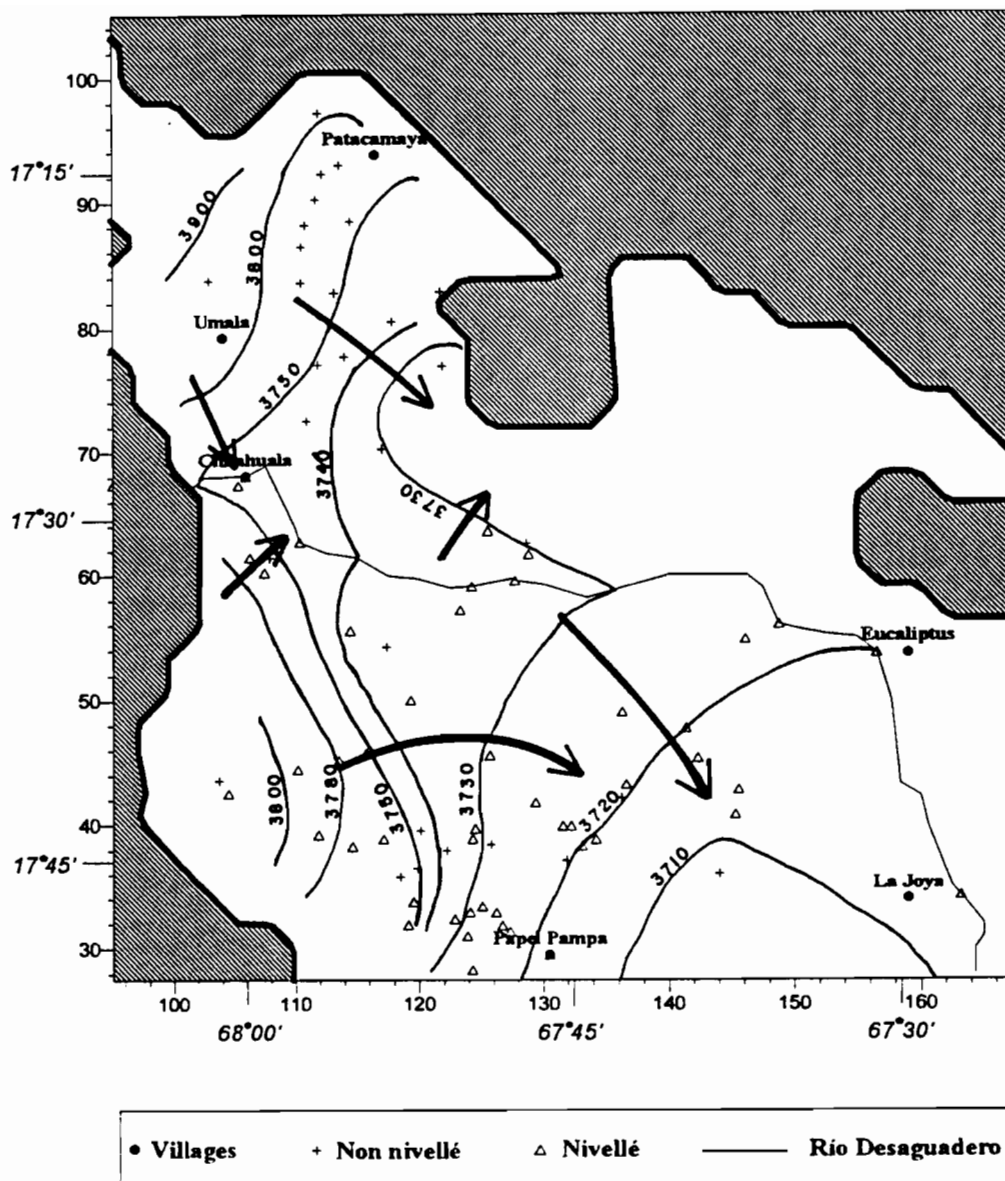


Figure 2 - Limites de l'aquifère (hachures), piézométrie en m s.n.m. et direction d'écoulement.

Les bilans de cette simulation sont les suivants. L'infiltration dans la zone de piémont varie de 35 à 190 mm par an. Cette dernière valeur, assez forte, correspond à l'infiltration à partir du ruissellement de divers petits ruisseaux temporaires qui se perdent dans cette zone. L'infiltration totale est estimée à $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. L'alimentation de la nappe par le Río Desaguadero, qui a été considéré comme une limite à potentiel imposé, est de $29 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. La modélisation indique une évaporation de 10 à 40 mm par an dans la zone nord est de l'aquifère ($X > 110 \text{ km}$, $Y > 50 \text{ km}$, Fig. 2), avec une évaporation totale sur l'ensemble de la zone simulée de $25 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ an}^{-1}$. Ce résultat est conforté par la présence de sel en surface, bien visible tant sur le terrain que sur les photos LANDSAT (juin 91) et SPOT (octobre 91) et par l'étude de la zone non saturée (cf. *infra*). Un autre résultat intéressant est l'estimation de la vitesse de pore à 2 à 5 m par an.

CONDUCTIVITE ELECTRIQUE ET CHLORURES

La moyenne de 23 mesures de conductivité électrique de la pluie est de $0,22 \text{ mS cm}^{-1}$ (Tab. 1). Cependant en ne retenant que six mesures correspondant à la saison des pluies la moyenne est de $0,04 \text{ mS cm}^{-1}$. Les concentrations moyennes en chlorures sont respectivement de l'ordre de $0,13 \text{ meq l}^{-1}$ et de $0,08 \text{ meq l}^{-1}$.

La conductivité du lac Titicaca est d'environ 1,4 mS cm⁻¹ (Fontes *et al.*, 1979) et la concentration en chlorures est de l'ordre de 7 meq l⁻¹ (Itlis *et al.*, 1992). Pour le Desaguadero dans notre zone d'étude, la moyenne de 55 mesures, s'étalant entre 3,3 et 0,7 mS cm⁻¹, est de 1,8 mS cm⁻¹. La concentration moyenne en chlorures est de 12 meq l⁻¹, ce qui est en bon accord avec d'autres campagnes de mesures (Quintanilla *et al.*, 1993). On peut seulement remarquer une concentration particulièrement importante en août 92 de 25 meq l⁻¹.

Label	X km	Y km	H m snm	K en mS/cm			Cl en me/l		
				N	M	Ec.Type	N	M	Ec.Type
P1	127.3	31.4	3727.2	4	1.1	0.10	2	3.2	0.40
P2	114.7	38.3	3803.6	13	0.4	0.02	9	0.1	0.08
P3	105.3	67.6	3750.2	12	1.6	0.34	6	12.0	3.71
P4	99.4	65.5	3745.0	6	9.0	0.91	3	40.9	6.13
P5	146.2	41.2	3721.5	21	4.2	0.86	16	30.8	8.49
P6	123.3	57.2	3734.6	5	1.8	0.28	4	10.5	0.81
P7	106.3	61.5	3780.2	6	0.6	0.03	2	0.5	0.00
P8	117.2	38.9	3779.5	7	0.3	0.02	2	0.23	0.38
P9	124.3	38.9	3736.0	9	0.5	0.10	7	0.6	0.37
P10	119.1	31.9	3785.8	6	0.5	0.02	2	1.0	0.19
P11	132.3	40.2	3724.5	15	0.7	0.04	11	1.4	0.30
P12	145.9	54.9	3725.6	17	3.2	0.29	12	22.4	2.17
P13	110.5	44.7	3803.8	16	0.3	0.02	8	0.1	0.03
P14	128.8	62.4	3735.5	6	2.7	0.16	1	14.9	
L1	105.9	68.1	3748.2	T23	0.22	0.74	T16	0.13	0.15
L2	127.7	59.6	3734	H6	0.04		H5	0.08	0.05
R1	105.9	68.1	3748.4	55	1.81	0.48	20	12.4	4
R2	127.7	59.6	3733						
R3	156.6	53.8	3722.9						
R4 (Lizarazu <i>et al.</i> , 1987)				1	1.72				
T1 (Fontes <i>et al.</i> , 1979)									
T2 (Fontes <i>et al.</i> , 1979)				74	1.41	0.051			
T3 (Fontes <i>et al.</i> , 1979)									

Table 1 - Coordonnées (X, Y *cf.* Fig. 2), altitude (H), conductivité électrique (K) et chlorures P1 à P14 : puits, L1 et L2 pluviomètres, R1 à R4 : points d'échantillonnage du Río Desaguadero, T1 à T3 : campagnes d'échantillonnage sur le lac Titicaca. N : nombre de mesures, M : moyenne, Ec. Typ. : écart type. Pour la pluie, il y a 23 mesures de conductivité dont 6 en saison humide (décembre, janvier et février) et 16 analyses de chlorures dont 5 en saison humide. Pour le Desaguadero, il y a 55 mesures de conductivité et 20 analyses de chlorures.

Pour la conductivité électrique de l'aquifère, on peut définir trois zones (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994). La première ($K < 0,5$ mS cm⁻¹) recouvre les piémonts. La seconde ($K \approx 2$ mS cm⁻¹) recouvre la zone d'alimentation par le Desaguadero. La troisième ($3 < K < 6$ mS cm⁻¹) est dans la zone sud-est ($135 < X < 145$; $40 < Y < 50$). Ces trois mêmes zones sont respectivement caractérisées par $[Cl] < 2$ meq l⁻¹, $2 < [Cl] < 20$ meq l⁻¹ et $[Cl] > 20$ meq l⁻¹.

En conclusion, vers les piémonts, la conductivité et la concentration en chlorures sont faibles, proches de celle de pluie. Dans les zones proches de l'alimentation par le Desaguadero, la conductivité électrique et la concentration en chlorures sont équivalents aux moyennes du Desaguadero. Il reste à comprendre l'origine de la salinité dans la zone nord est de la rive droite ($K > 3$ mS cm⁻¹ et $[Cl] > 20$ meq l⁻¹).

OXYGENE 18 ET DEUTERIUM

Les échantillons de pluie montrent une large distribution de $\delta^{18}\text{O}$ de -4 à -22‰ SMOW. Il n'y a pas d'effet d'altitude sur les cinq pluviomètres situés entre 3720 et 4220 m s.n.m. Par contre, la variation saisonnière est très marquée. Tous les échantillons des mois de décembre, janvier et février, dont la pluviométrie moyenne mensuelle est supérieure à 60 mm, ont une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ comprise entre -11 et -22‰ . Les autres échantillons ont un rapport compris entre -4 et -10‰ sauf un échantillon de neige du mois d'août qui a donné une valeur de -16‰ . La moyenne de l'ensemble des 30 échantillons analysés est de -13‰ (Tab. 2). En se limitant aux trois mois les plus pluvieux, la moyenne de 15 échantillons est $-16,6\text{‰}$. Rozanski *et al.* (1993) indiquent qu'une fluctuation saisonnière de ce type, mais seulement d'une amplitude de 4‰ , existe dès la station de Belém près de l'océan Atlantique au Brésil et qu'elle se propage vers l'ouest. D'après Matsui *et al.* (1983) les faibles valeurs à Belém sont associées au passage de la Zone de Convergence Intertropicale. Sur le graphique du deutérium en fonction de l'oxygène-18 (Fig. 3), on remarque que nos deux points de mesure de pluie (de février et d'avril) se situent entre la droite mondiale des précipitations (Craig, 1961) et la droite de pente 7,7 proposée par différents auteurs pour des régions voisines (Aravena *et al.*, 1989 ; Alpers et Whittemore, 1990 et Stimson *et al.*, 1993).

Label	Date Ech	^{18}O	^3H U.T.	Date Ech	^{18}O	Deuter.	^{14}C	^{13}C	^{18}O N	M	Ec.Ty
							pCm				
P1				Mai-94	-14.6	-111.9			1	-14.6	
P2	Nov-93	-16.8	<2						7	-16.9	0.2
P3				Fév-94	-15.2	-123.8			2	-15.5	0.3
P4				Fév-94	-17.7	-134.9			3	-17.1	0.9
P5	Nov-93	-10.8	<2	Mar-94	-10.7	-96.8	37.1	-9.9	11	-13.4	2.5
P6				Jul-94	-8.6	-77.6			3	-8.7	0.2
P7				Fév-94	-15.4	-120.9			1	-15.5	
P8				Avr-94	-16.1	-122.5	75.2	-11.7	1	-16.1	
P9	Nov-93	-14.4	<2	Avr-94	-15.3	-120.4	89.7	-10	3	-14.7	0.5
P10				Mar-94	-14.8	-118.2			3	-14.4	0.9
P11	Nov-93	-16.0	<2	Avr-94	-16.2	-126.9	63.8	-11.2	6	-16.3	0.1
P12				Mar-94	-8.7	-83.8	58.9	-7	8	-8.9	0.2
P13	Nov-93	-17.2	5						6	-17.6	0.2
P14				Jul-94	-11.0	-93.1			3	-10.5	0.5
L1				Avr-94	-6.8	-41.9			T30	-13.0	9.1
L2				Fév-94	-16.7	-121.6			H15	-16.6	10.3
R1				Fév-94	-18.4	-129.4			15	-10.7	3.6
				Avr-94	-11.2	-97.2					
R2	Nov-93	-8.8	3	Jul-94	-8.4	-78.8					
R3				Avr-94	-11.2	-96.9					
R4 (Liz.)				Oct-85	-5.3	-59.6			1	-5.3	
T1 (Fon.)	Jun-76	-4.3	8	Jun-76	-4.3	-46.5			35	-4.3	0.11
T2 (Fon.)				Sep-76	-4.4				74	-4.42	0.18
T3 (Fon.)				Mar-77	-3.8	-50.0			38	-3.76	0.4

Table 2 - Analyses en ^{18}O , ^3H , ^2H , ^{14}C , ^{13}C . Voir légende Tab. 1. Pour le Desaguadero (R1 à R3), il y a 15 mesures d'oxygène-18 dans le cadre de ce travail entre Chilahuala et La Joya et un point d'échantillonnage R4 vraisemblablement un peu plus à l'aval analysé à l'AIEA (Lizarazu *et al.*, 1987).

Pour ce qui est de l'oxygène-18 des eaux de surface, les données sont les suivantes. Une étude de 147 échantillons du lac Titicaca collectés entre 1976 et 1977 de la surface jusqu'à 250 m de profondeur montrent des valeurs qui s'étalent entre -4,42‰ et -3,76‰ (Fontes *et al.*, 1979). Dans notre zone, les valeurs du Desaguadero s'étalent entre -18,4‰ pendant une crue et -5,3‰ (Lizarazu *et al.*, 1987) pendant la saison sèche, la valeur moyenne étant de -10,7‰. D'après le graphique du deutérium en fonction de l'oxygène-18 (Fig. 3), on remarque que le Desaguadero a un signal isotopique confondu à celui de la pluie pendant la crue (mois 2) et montre, en saison sèche, un comportement d'évaporation avec enrichissement en isotopes lourds (mois 4, 7 et 10). Par rapport au lac Titicaca qui fournit le débit de base, le Desaguadero est appauvri en isotopes lourds. Ceci indique que, aux apports du lac, doivent être ajoutées d'autres contributions, plus faibles en isotopes lourds, telles que celle du Río Mauri (Fig. 1) et celle d'apports souterrains (cf. Fig. 2, X < 115km).

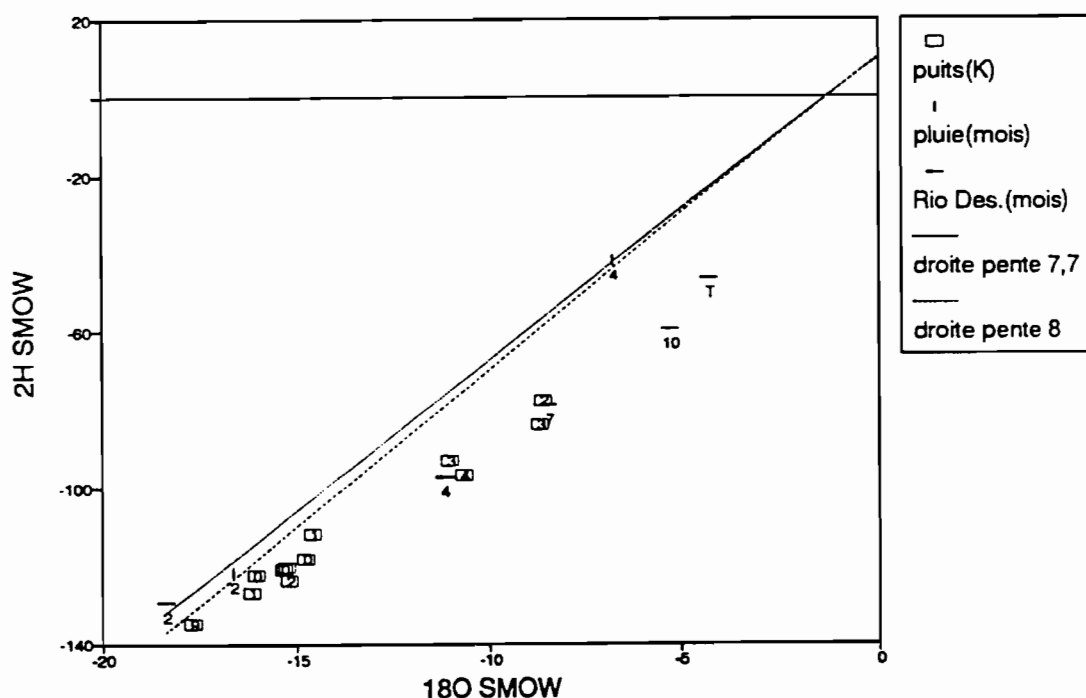


Figure 3 - Deutérium vs Oxygène 18 en ‰ SMOW (Standard Mean Ocean Water). La droite de pente 8 correspond à la droite mondiale des précipitations ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Les carrés correspondent à des analyses de puits, l'annotation dans les carrés donne la conductivité électrique. Le label donné au-dessous des traits verticaux, pour les pluies, et des traits horizontaux, pour le Río Desaguadero, donne le mois du prélèvement de l'échantillon. L'indice T indique la moyenne de plusieurs mesures effectuées en juin 1976 sur le lac Titicaca (Fontes *et al.*, 1979), le point du Desaguadero avec l'indice 10 est tiré de Lizarazu *et al.* (1987).

L'eau souterraine présente une large plage de variation de l'oxygène 18, entre -17,9‰ et -8,4‰ (Tab. 2), distribuée selon les trois mêmes zones géographiques que la conductivité et les chlorures. Dans la partie ouest, les valeurs sont inférieures à -15‰. Dans la zone d'alimentation par le Desaguadero, les valeurs sont proches de -10‰. Et au sud-est ($135 < X < 145$ et $40 < Y < 50$), les valeurs varient entre -13 et -8‰. Tous les puits ayant une conductivité électrique inférieure à 2 mS cm^{-1} montrent un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur à -14‰. Tous les puits ayant une conductivité électrique supérieure à 2 montrent en moyenne un $\delta^{18}\text{O}$ supérieur à -14‰, sauf le puits P4 situé à l'ouest très près du Desaguadero et dont la salinité ($K = 9 \text{ mS cm}^{-1}$) provient de la dissolution de gypse. Douze mesures de deutérium ont été faites sur l'eau souterraine (Fig. 3). Les six points proches sur la droite mondiale des précipitations, avec un $\delta^{18}\text{O}$ inférieur à -14‰ sont des puits peu salés. Les quatre autres puits de la zone salée ($X > 140$) montrent un comportement d'eau évaporée.

Donc, les données en ^{18}O et en ^2H corroborent les deux types de recharge, c'est-à-dire l'infiltration d'eau de ruissellement dans les piémonts et recharge par le Desaguadero plus à l'aval. Elles montrent de plus que les eaux salées au sud est doivent avoir pour origine des eaux ayant subi une évaporation et ayant donc séjourné un certain temps en surface.

TRITIUM ET CARBONE 14

Les données en tritium, discutées dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1994), indiquent que l'eau souterraine de Villarroel est plus ancienne que 1950 sauf dans la zone de recharge à l'ouest (P13 dans Tab. 2). De plus, elles suggèrent, par comparaison avec d'autres données (Aravena *et al.*, 1989 ; Stimson, 1991 ; AIEA, 1992 ; Fontes *et al.*, 1979 ; Lizarazu *et al.*, 1987), que les teneurs ont diminué depuis les années 1980.

Les cinq mesures de carbone ^{14}C et ^{13}C sur les eaux souterraines, ont aussi été discutées dans Coudrain-Ribstein *et al.* (1994). Il y a recharge moderne pour le point P9. Pour les trois points plus à l'est (P5, P11 et P12), en supposant qu'il n'y a pas de recharge, le temps de parcours peut être estimé par l'équation présentée dans Mook (1980) en fonction du rapport des activités en ^{14}C . Ceci donne 3820 ans du Nord au Sud pour une distance de 13,9 km et 4480 ans de l'ouest à l'est pour une distance de 14,1 km. Ces chiffres sont équivalents à une vitesse de pore d'environ $3,5 \text{ m an}^{-1}$ et donc du même ordre que celle estimée par le modèle hydraulique.

ZONE NON SATURÉE

Un carottage jusqu'à la nappe (6 m) a été effectué au point P5. Les échantillons d'eau extraits par centrifugation montrent que $\delta^{18}\text{O}$ décroît de 1,9‰ à proximité de la surface à -10‰ à 2,8 m de profondeur, puis reste stable jusqu'à la nappe, dont la teneur était de -10,8‰ le jour du carottage. Le profil obtenu est caractéristique d'une zone non saturée alimentée par une nappe et soumise à évaporation. Le modèle développé par Barnes et Allison (1983) pour le régime permanent en condition isotherme semble bien adapté aux mesures. Son application a permis de calculer une évaporation comprise entre 5,2 et 8,6 mm par an en prenant des tortuosités extrêmes (0,4 pour des argiles et 0,66 pour du sable).

L'analyse des solutions issues de la lixivation des échantillons montre que l'eau du sol est sursaturée par rapport aux sulfates, et révèle la présence de gypse. La concentration de l'eau du sol en chlorures croît exponentiellement entre 2 g l^{-1} à 6 m et 73 g l^{-1} en surface. Une telle accumulation, par évaporation depuis la nappe, indique que le dernier lessivage de la zone non

saturée, date de plusieurs centaines d'années. Un tel lessivage n'est d'ailleurs pas envisageable sous les conditions climatiques actuelles.

PALEO ENVIRONNEMENT

Pendant le Quaternaire, plusieurs transgressions lacustres ont existé (Servant et Fontes, 1978). La plus récente connue est celle du Tauca contemporaine d'une période de déglaciation (Seltzer, 1993). Ce lac a atteint 3740 m vers 11 000 ans BP (Rondeau, 1990). Sa salinité a été estimée à 60-90 g l⁻¹ (Risacher et Fritz, 1991) en dissolvant l'ensemble de la croûte de sel des salars Coipasa et Uyuni et en supposant un niveau de 3720 m. La régression du lac aurait été rapide vers 8000 ans BP. La reconstruction des fluctuations du lac Titicaca sur les derniers 7000 ans (Mourguiart *et al.*, 1992) indique que le niveau d'eau a atteint son minimum vers 7500 ans. Jusqu'à 1500 ans BP, le niveau est resté en dessous du seuil du Río Desaguadero qui donc n'était pas alimenté par le lac. Des travaux de géochimie sur le salar d'Uyuni (Risacher et Fritz, 1992) montrent une phase d'une extrême aridité pendant cette période. Enfin à cette époque, la salinité de la partie sud du lac Titicaca a atteint 30 g l⁻¹ (Mourguiart et Roux, 1990).

On peut donc déduire de ces études que le lac Tauca couvrait l'aquifère que nous étudions. Ensuite, de 8000 jusque vers 1500 ans BP, l'infiltration par la pluie et le ruissellement de surface était plus faible que maintenant et l'alimentation par le Río Desaguadero était impossible.

CONCLUSION

La pluie a une composition isotopique très largement variable avec les saisons. Les trois mois pluvieux susceptibles de recharger la nappe ont un $d^{18}O < -14\text{‰}$. Le Río Desaguadero a également une composition très variable. Pendant les crues d'été, sa composition chimique et isotopique est très proche de celle de la pluie. En saison sèche, elle évolue peu à peu vers celle du lac Titicaca qui lui fournit son débit de base, les eaux sont alors plus salées et ont un signal isotopique d'eau évaporée.

Les calculs de bilan en eau de l'aquifère rive droite par une modélisation hydrogéologique du régime actuel montrent que les trois termes : infiltration à l'ouest, alimentation par le Desaguadero et évaporation à partir de la nappe sont du même ordre de grandeur (20 10⁶ m³ an⁻¹). Ce régime hydrogéologique est nécessairement différent de celui prévalent entre 8000 et 1500 ans BP période beaucoup plus sèche pendant laquelle le Desaguadero n'était pas alimenté par le lac Titicaca, et de celui antérieur où le lac Tauca recouvrait largement l'aquifère (15 000-9000 ans BP).

La piézométrie, la modélisation hydrogéologique et les données de chimie et d'oxygène 18 permettent de proposer le schéma de fonctionnement actuel suivant. Dans la zone ouest, il y a infiltration à partir d'écoulements temporaires après la pluie, la composition de l'eau souterraine ($K < 0,5 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] < 2 \text{ meq l}^{-1}$, $\delta^{18}O < -15\text{‰}$, $\delta^2H < -110\text{‰}$) est proche de celle de la pluie des mois les plus pluvieux. De cette zone, le flux se dirige vers le nord alimentant le Desaguadero, et aussi vers le sud-est parallèlement à la Serranía Corque. Plus à l'aval ($X > 115 \text{ km}$, Fig. 2), le Desaguadero alimente la nappe dont la composition est alors égale à la moyenne de celle du Río ($K = 2 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] = 20 \text{ meq l}^{-1}$, $\delta^{18}O = -10\text{‰}$). Encore plus à l'aval, dans la zone de convergence de ces deux flux de l'ouest et du nord, la salinité de l'eau est nettement plus forte ($3 \text{ mS cm}^{-1} < K < 6 \text{ mS cm}^{-1}$, $[Cl] > 20 \text{ meq l}^{-1}$), son signal isotopique est celui d'une eau ayant subi de l'évaporation et les mesures de ¹⁴C indiquent un âge supérieur à 4500 ans. Guyot et Gumiel

(1990) ont proposé d'expliquer la salinité des puits sur la zone ouest d'Oruro par infiltration des eaux salées à partir des zones d'inondations. L'étude isotopique des eaux souterraines d'Oruro (Lizarazu *et al.*, 1987) et la présente étude montrent au contraire qu'il n'y a pas de recharge à partir des zones d'inondation. La forte salinité des eaux fossiles de la zone sud-est de l'aquifère de Villarroel doit plutôt être liée à la succession des différentes phases climatiques qui se sont succédées depuis que le lac Tauca recouvrait la zone.

Remerciements - Les auteurs remercient le SENAMHI pour les données de pluie et l'aide apportée pour le nivellement, et le Projet d'Etude du Lac Titicaca pour les données des bornes nivelées le long du Desaguadero.

BIBLIOGRAPHIE

- AIEA (1992) Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *Tech. Report ser. 331*.
- Alpers Ch. N. & Whittemore D. O. (1990) Hydrogeochemistry and stable isotopes of ground and surface waters from two adjacent closed basins, Atacama Desert, northern Chile. *Appl. Geochem.* 5, 719-34.
- Aravena R., Peña H., Grilli A., Suzuki O., Mordeckai M. & Suzuki O. (1989) Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. In : *Estudios de Hidrología isotópica en América Latina*, México, AIEA, 129-42.
- Baby P., Sempere T., Oller J., Barrios L., Herail G. & Marocco R. (1990) Un bassin en compression d'âge ologo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C.R.Acad. Sci. Paris sér. II* 311, 341-7.
- Barnes C.J. & Allison G.B. (1983) The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils. *Theory. J. Hydrol.* 60, 141-56.
- Bredehoeft J. (1990) Microcomputer codes for simulating transient groundwater flow in two and three space dimensions. *US Geological Survey Open-File Report 90-559*.
- Camacho M.V.M. & Quintanilla J.A. (1994) Estudio preliminar de las aguas subterráneas de la provincia Aroma del departamento de La Paz. Rapport IIQ-UMSA, La Paz.
- Coudrain-Ribstein A., Loosemore T., Rochat P., Quintanilla J. & Younger P. (1995) Use of a groundwater model in assessing possible sources of salinity on the central Bolivian Altiplano. Actes coll. AISH *Models for assessing and monitoring groundwater quality*, UIGG-XXI Ass. Gén., Juill. 2-14, Boulder, Etats Unis.
- Coudrain-Ribstein A., Olive P., Quintanilla, Sondag F. & Cahuaya D. (1994) Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. Actes Articles Sélectionnés, Sémin. Int. AISH TRACARID, août 94, Vienne, Autriche.
- Craig H. (1961) Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural waters. *Sciences* 133, 1833-4.
- Fontes J.C., Boulange B., Carmouze J.P. & Florkowski T. (1979) Preliminary oxygen-18 and deuterium study of the dynamics of lake Titicaca. In : *Isotopes in lake studies*, Vienne, Autriche, AIEA, 207-29.
- GEOBOL (1967-1985) Cartes géologiques de Umala, Eucaliptus, Huayllamarca et Corocoro 1/50 000. La Paz.
- GEOBOL & NNUU (1973) Los recursos de agua del Altiplano norte y del área de Oruro. *Rapp. PNUD*, La Paz.
- Gumiel (1988) Prospección hidrogeológica del área Altiplánica. *Rapp. PMPR II-CEE-CORDEPAZ*, La Paz.
- Gutierrez R. (1991) Sub-programma estudios Titicaca-Desaguadero-Poopo-Salar (TDPS). PELT, Pérou.
- Guyot J.L. & Gumiel D. (1990) Premières données sur l'hydrogéologie et l'hydrogéochimie du Nord de l'Altiplano bolivien. *Hydrogéologie* 3, 159-64.
- Herbas C. & Hufty A. (1992) L'évaporation du haut plateau bolivien. *Le Climat* 10(1), 31-56.
- Iltis A., Carmouze J.P. & Lemoalle J (1992) Physico-Chemical properties of the water. In : *Lake Titicaca, a synthesis of limnological knowledge*. (ed. by C. Dejoux & A. Iltis), 89-97, Kluwer Acad. Publ., London.
- Jiménez M. A. & Coudrain-Ribstein A. (1995) Determinación de aguas salinas en acuíferos mediante exploración geoelectrica en el Altiplano central. *Sem. Aguas, Glaciares y Cambios climáticos en los Andes*, La Paz, 13-16 juin.
- Lavenu A. (1986) Etude néotectonique de l'Altiplano et de la cordillère orientale des Andes boliviennes. Th. D. ès Sci., Univ. Paris-Sud, centre d'Orsay.

- Ledezma R. D. (1995) Influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en suelos de la provincia G. Villarroel. Tesis de grado, UMSA, La Paz.
- Lizarazu J., Aranyossy J.F., Orsag V. & Salazar J.C. (1987) Estudio isotópico de la cuenca de Oruro-Caracollo (Bolivia). *Isotope techniques in water resources development*, Vienne, AIEA, 301-14.
- Llamas J., Verrette J.-L., Garfías J. & Antigüedad I. (1994) Stochastic simulation of hydrological data in the Bolivian highlands. *J. Hydrol.* **158**, 363-79.
- Matsui E., Salati E., Ribeiro M.N.G., Reis M.C., Tancredi A.C. & Gat J.R. (1983) Precipitation in the central Amazon Basin : The isotopic composition of rain and atmospheric moisture at Belém and Manaus. *Acta Amazonica* **13**, 307-69.
- Messerli B., Bonani G., Bürgi H., Geyh M.A., Gral K., Grosjean M. *et al.* (1993) Climate change and natural resource dynamics in the Atacama Altiplano in the last 18 000 years. A preliminary synthesis. *Mount. Res. Dev.* **13**(2), 117-27.
- Montes de Oca I. (1982) *Geografía y recursos naturales de Bolivia*. La Paz.
- Mourguiart Ph. & Roux M. (1990) Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres : utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique* **5**(2), 151-65.
- Mourguiart Ph., Wirrmann D., Fournier M. & Servant M. (1992) Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C.R. Acad. Sci. Paris sér. II*(315), 875-80.
- Quintanilla J.A., Calliconde M.A., Espinoza I.A., Gutiérrez G. V & Herrera J.C. (1993) Hidroquímica y contaminación. In : *Sistema hidrológico del Altiplano, cuenca Río Desaguadero*. Rapp. UMSA-SENAMHI- Univ. Laval Québec, La Paz, p. 86-170.
- Risacher F. & Fritz B. (1991) Quaternary geochemical evolution of the salars of Uyuni and Coipasa, Central Altiplano, Bolivia. *Chem. Geology* **90**, 211-31.
- Risacher F. & Fritz B. (1992) Mise en évidence d'une phase climatique holocène extrêmement aride dans l'Altiplano par la présence de la polyhalite dans le salar d'Uyuni. *C.R. Acad. Sci. Paris* **314**(II), 1371-7.
- Rondeau B. (1990) Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. Maîtrise, Univ. Québec, Montréal, Canada.
- Rozanski K., Araguás-Araguás L. & Gonfiantini R. (1993) Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. A.G.U., *Geophysical Monograph* **78**, 1-36.
- Seltzer G.O. (1993) Late-quaternary glaciation as a proxy for climate change in the central Andes. *Mountain Res. Dev.* **13**, 129-38.
- Servant M. & Fontes J.C. (1978) Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* **X**(1), 9-23.
- Stimson J. (1991) Isotopic and geochemical evolution of groundwaters in Cochabamba Valley, Bolivia. MSc Thesis Waterloo Univ., Ontario, Canada.
- Stimson J., Frappe S., Drimmie R., Rudolph D. & Farvolden R. (1993) Causes of groundwater salinization in a low-lying area of Cochabamba Valley, Bolivia. In : *Applications of Isotope techniques in studying past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere* (Proc. Vienna, April), 18 p., IAEA.
- Vacher J., Atteia O., Metselaar K., Brasier E., Imaña E., Mendez A., Choquevilca J., Maldonado R., Eldin M. & Feddes R. (1988) Agroclimatología del Altiplano Boliviano. Rapp. **5** (tome I) ORSTOM, La Paz.
- Younger P.L. (1992) Quaternary geology and hydrogeology : the value of an interdisciplinary approach. *Geoscientist* **2**(5), 24-7.

ISOTOPE HYDROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF NORTHERN CHILE GROUNDWATERS

R. ARAVENA¹

Abstract - This paper reviews studies that applied isotope techniques in aquifers located in the Pampa del Tamarugal and the Salar de Atacama Basins in northern Chile. The main aims of these studies were to obtain information about the origin and residence time of groundwater, groundwater quality, evaporation rates from Salares, and the relationship between flooding and aquifer recharge. Some of the main conclusions of these studies that have implications for water resources management in this region are a) most of the groundwater is of good quality, with the exception of areas close to the Salares; b) a multiaquifer system was identified in the Pampa del Tamarugal basin, associated with recharge areas located at different altitudes and; c) a significant portion of the groundwaters in the Pampa aquifers should be treated as a non renewable water resource.

Resumen - En este trabajo se presenta un resumen de estudios que se han realizado en el Norte de Chile, en acufferos localizados en la Pampa del Tamarugal y el Salar de Atacama. Los principales objetivos de esos estudios fueron obtener información, sobre el origen y el tiempo de residencia del agua subterránea, calidad química del agua, tasas de evaporación desde los salares y evaluar la relación entre inundaciones y recarga a los acufferos. Las principales conclusiones de estos estudios son las siguientes: a) La mayoría del agua subterránea es de buena calidad, con la excepción en las áreas cercanas a los Salares; b) se identificó en la Pampa del Tamarugal región un sistema de multiacuífero relacionado a áreas de recargas localizadas en diferentes altitudes; c) Una parte importante del agua subterránea en la Pampa del Tamarugal tiene que ser tratada como un recurso no renovable.

INTRODUCTION

Northern Chile is one of the most arid region of the world. Annual precipitation is nil at lower elevations and reaches about 200 mm/yr above an altitude of 3500 m.a.s.l. The main source of the precipitation in this region is the Atlantic Ocean and most of rain falls between December and March (ICC-CONIC, 1982). This precipitation pattern is the main control of the hydrology in this region. Groundwater and surface water originating from the Andes Mountains are the main water resource for urban development and for agricultural and mining activities. The need for development and efficient management of these water resources has been the focus of several national and international projects in the region (Peña, 1970; Corfo, 1973; Campillo and Hojas, 1975; PNUD, 1978; Karzulovic and Garcia, 1979).

Several geochemical studies in northern Chile have applied environmental isotopes to provide information about the origin and residence time of the groundwater, evaporation rates from Salares, and influence of floods in aquifers recharge (Fritz *et al.*, 1979; 1981; Peña *et al.*, 1989; Grilli *et al.*, 1989; Magaritz *et al.*, 1989, 1990; Aravena and Suzuki, 1990).

¹ Waterloo Centre for Groundwater Research, Dept. of Earth Sciences, Univ. of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.

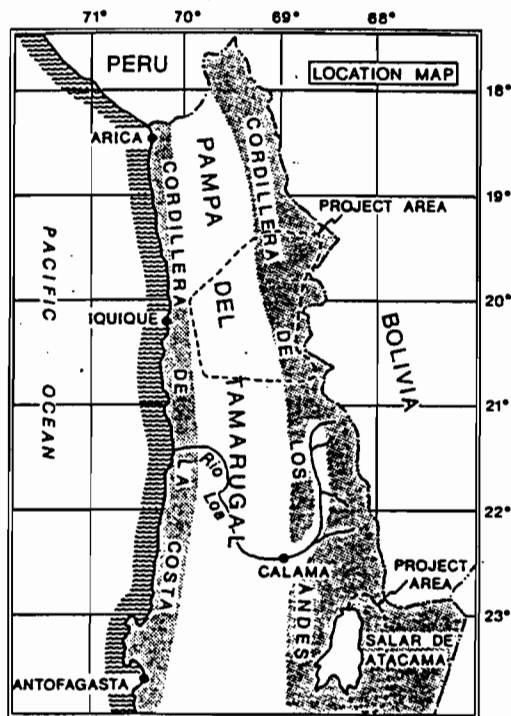
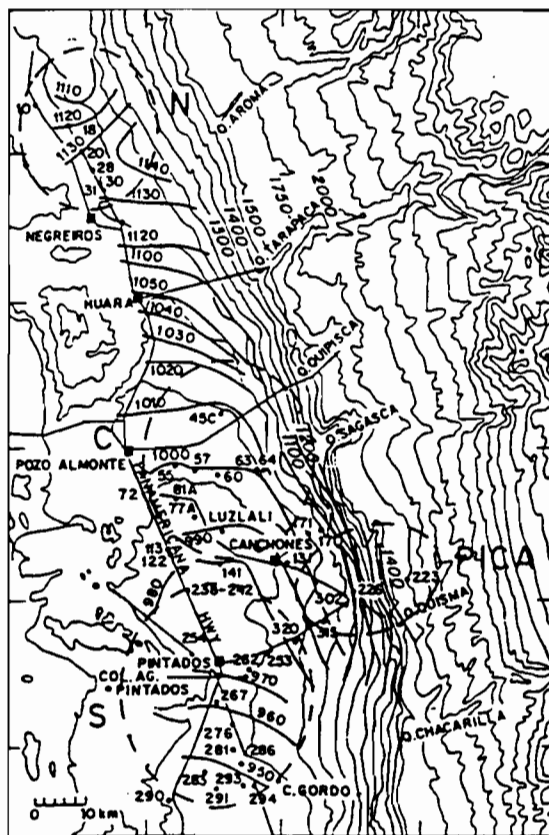


Fig. 1. Study sites, Northern Chile.



- WELLS
- 1500— ELEVATION (m)
- 950 — EQUIPOTENTIAL LINES

Fig. 2. Regional potentiometric contours and sampling locations in the Pampa del Tamarugal Basin.

This paper reviews isotope and geochemical studies carried out in two regions in northern Chile, the Pampa del Tamarugal and the Salar de Atacama drainage basins (Figure 1). Most studies have been conducted in the Pampa del Tamarugal basin.

STUDY SITES

Pampa del Tamarugal Basin

This region is the northern extension of the Atacama Desert. It is a north-south plain (22°18'S) at 1000-1200 m.a.s.l, located between the Cordillera de la Costa and the foot of the Cordillera de los Andes. This plain is a closed terminal basin formerly of a Tertiary-aged drainage system that had headwater in the Cordillera de los Andes. The Pampa del Tamarugal aquifers are within a sedimentary sequence that was deposited during the Tertiary and the Quaternary and have thicknesses of up to 900 m. The Quaternary sediments have a maximum thickness of 500 m and include a variety of alluvial, fluvial and lacustrine deposits. The upper 250 m are being tapped for groundwater exploitation. More information on the geology of this region can be found in Galli and Dingman (1962).

The main regional groundwater flow direction is from northeast to southwest although a component of flow in the east to west direction is also observed in some parts of the basin. Both components are directed toward the Salares, which are located in the western part of the basin (Figure 2). This flow model assumes that the main groundwater flow component is associated with the alluvial fans located in the eastern part of the basin. Groundwater is fresh in most parts of the basin except for the Salares, where salinity can reach values as high as 120 000 μmhos . One of the major obstacles for the groundwater resource development in the Pampa del Tamarugal region is the deficit of about 990 l s^{-1} between groundwater recharge and discharge (Grilli *et al.*, 1986). However, it is possible that this deficit is less, since there is some information that suggests additional recharge from a deep groundwater flow system could occur through fractures.

Salar de Atacama Basin

The Salar de Atacama basin is situated in a tectonic depression and is hydrologically closed. The average elevation of the Salar de Atacama is 2350 m.a.s.l. The groundwater flow system originates in mountains to the north and east and discharges in the Salar, which is typical for numerous closed basins that exist in the Altiplano. Most of the aquifers are found in alluvial fans inclined towards the Salar. Cemented ash layers within gravel and sand act as confining beds between aquifers. Groundwater is fresh in the shallow aquifer and becomes saline in the deeper aquifer close to the Salar (Fritz *et al.*, 1979).

DISCUSSION

In northern Chile, two of the most important findings of the application of isotope techniques in groundwater hydrology were the identification of the existence of aquifers associated with different recharge areas and that much of the groundwater in the Pampa del Tamarugal basin consisted of a non-renewable water resource. These contributions have significant implications for water resources management.

The approach used in the isotope studies consisted of the isotopic characterization (^{18}O , ^2H) of precipitation, groundwaters, springs and surface waters. The residence time of groundwater was estimated based on ^3H , ^{13}C and ^{14}C data.

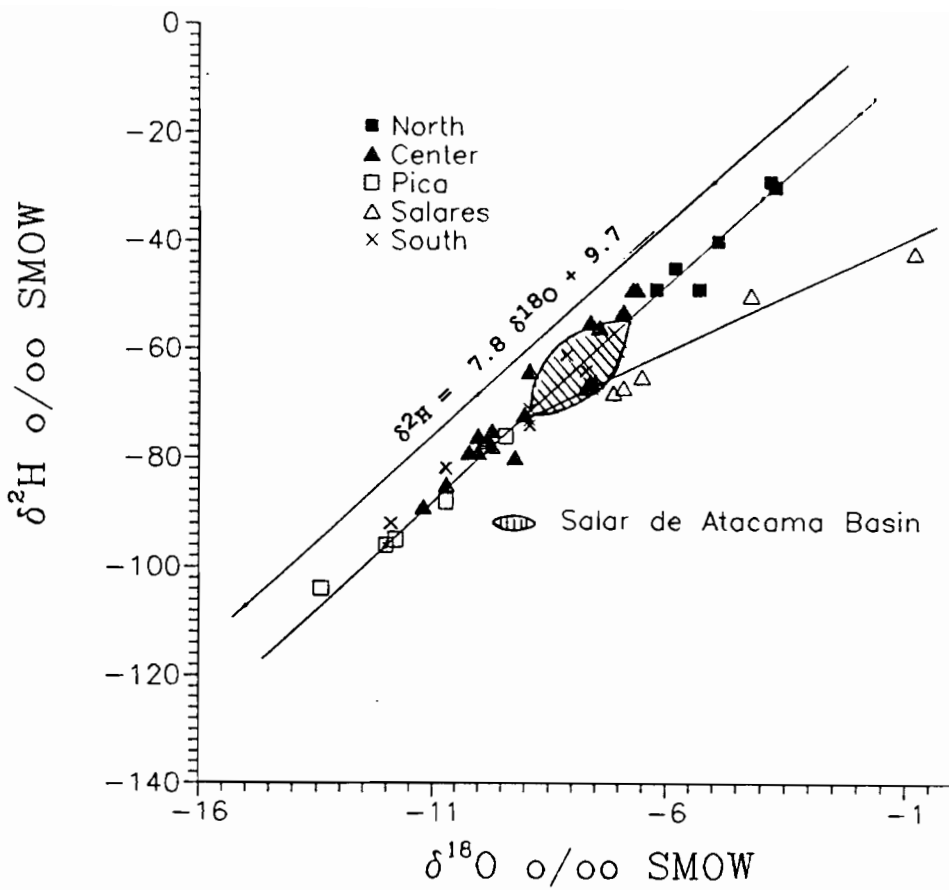


Fig. 3. Isotopic composition of the groundwater in the Pampa del Tamarugal and Salar de Atacama Basins.

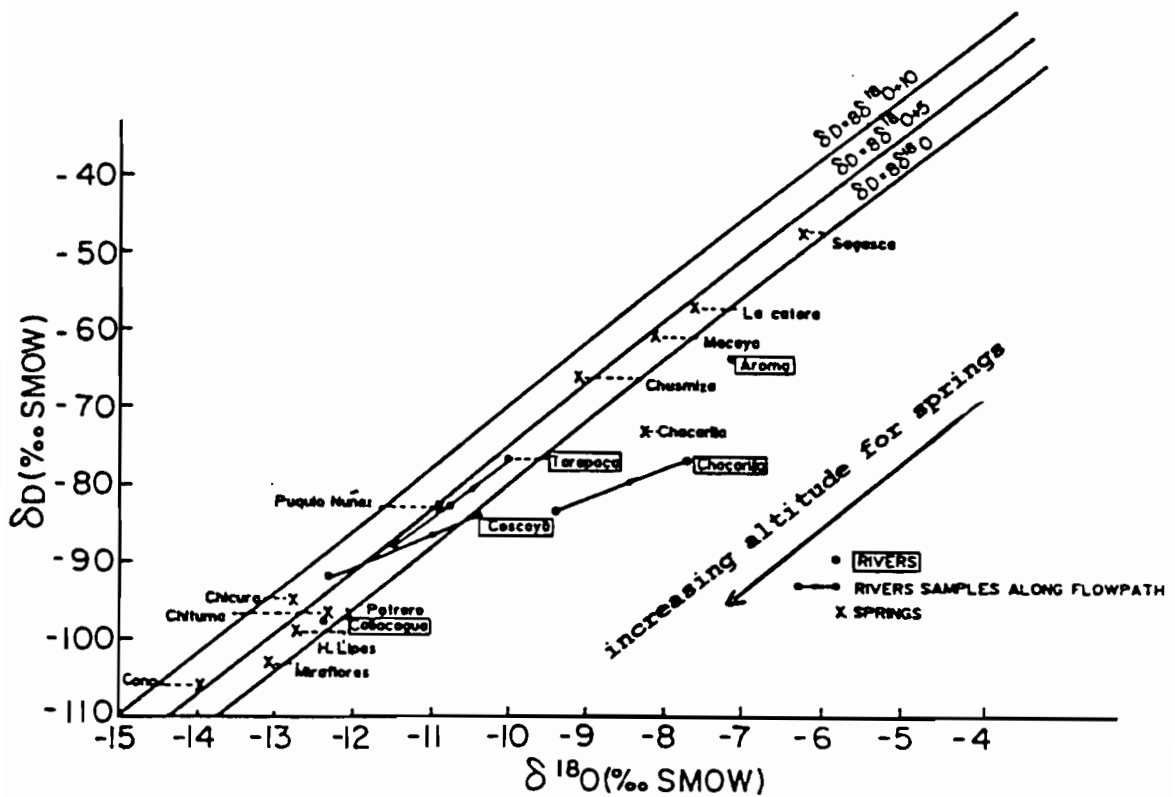


Fig. 4. Isotopic composition of springs and river water in the Pampa del Tamarugal Basin (from Magaritz et al., 1989).

One of the characteristics of the groundwater in the Pampa del Tamarugal, is their wide range in isotopic composition that varies between -13.4 and -3.8‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -140 and -28‰ for $\delta^2\text{H}$ (Figure 3). The most depleted waters are found in the Pica Region and the most enriched in the northern area of the Pampa (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989).

In general, the isotopic composition of the groundwater represents the weighted mean isotopic composition of the precipitation in the recharge areas. A detailed study of the isotopic composition of the precipitation in northern Chile showed a wide range in isotopic composition with values between -22 and -5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -150 and -30‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fritz *et al.*, 1981; Aravena *et al.*, 1989). These data also indicated that the most depleted isotopic values were observed at higher altitudes. This pattern was also observed in springs sampled at different altitudes (Figure 4) (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1989).

The isotope data of precipitation in northern Chile defines a local meteoric water line (LMWL, $\delta^2\text{H} = 7.8 \delta^{18}\text{O} + 9.8$) that is very similar to the global meteoric water line (Figure 3). In general, groundwater is located on a different line than the LMWL. This pattern suggested that the groundwater were recharged under different climatic conditions than today (Fritz *et al.*, 1981). Further studies, specifically on springs in the higher part of the basin, indicated that recent groundwater exhibits the same isotopic pattern as the Pampa groundwaters (Magaritz *et al.*, 1989). The difference between the isotopic composition of the precipitation and groundwater is related to evaporation that affects the precipitation in the unsaturated zone of the recharge areas. This process enriches the isotope content of the recharge waters and is preserved in the groundwater.

The isotopic pattern of the groundwater, precipitation and springs at different altitudes, clearly indicates the existence of a multiaquifers system in the Pampa del Tamarugal. These aquifers have recharge areas located at different altitudes. These results are important in understanding the relationship between modern precipitation and groundwater recharge. For example, the existence of groundwater in the range of -3.5 to -7.0‰ for ^{18}O indicates that these waters were recharged at altitudes no higher than 2,700 m.a.s.l. The precipitation today at these altitudes is irrelevant, implying that these groundwaters were recharged during wetter periods characterized by higher precipitation at lower altitudes.

Groundwater in the aquifers located in the eastern part of the Salar de Atacama basin (Fritz *et al.*, 1979) show an smaller isotopic range (-7.0 and -8.5‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -55 and -65‰ for $\delta^2\text{H}$) than the Pampa del Tamarugal groundwater, indicating that they have a similar recharge area (Figure 3). More depleted waters are observed in the northern region of the Salar de Atacama, specifically in the Loa basin. Springs at higher altitudes show values of -11.4‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -81‰ for $\delta^2\text{H}$ (Aravena and Suzuki, 1990). Similar to the groundwater in the Pampa del Tamarugal basin, the groundwater in the Salar de Atacama also plot below the local meteoric water line, indicating that evaporation commonly affects the precipitation in the recharge areas of northern Chile.

In general, rivers and Salares show the effect of the evaporation in their isotopic composition (Figure 3 and 4). All the rivers disappear before reaching the alluvial fans, suggesting that part of their water is recharging the aquifers. Only during very wet years, high runoff events cause flooding of most of the lower basins. However, isotopic data measured from soils after flooding indicated that most of this water is lost by evaporation (Peña *et al.*, 1989). This is in agreement with a combination of low permeability sediments (clays) present in the lower basins, and extreme arid conditions in northern Chile.

Geochemistry

The water chemistry of surface and subsurface sources in northern Chile is mainly controlled by evaporation, interaction of meteoric water with volcanic rocks in the recharge areas and along the groundwater flow system, and interaction with evaporites in the aquifer sediments. Springs and streams in the higher part of the basins are characterized by low salinity in the range of 150 to 1,200 μmhos , increasing to values as high as 8,600 μmhos as rivers approach the alluvial fans located in the lower part of the basin (Magaritz *et al.*, 1989). Water type in the higher part of the basin is Na-SO₄, changing to Ca-SO₄ and finally to Na-Cl in areas close to the Salares. ³⁴S data in streams indicated that the main source of sulfate in these waters is sulfate minerals present in volcanic rocks (Aravena *et al.*, 1987).

Geothermal fields can also play a role in the chemistry of surface water in northern Chile (Giggenbach, 1978). This is clearly observed in the Rio Loa Basin, specifically in the Salado River, where Cl and Na concentrations are higher than 2,000 mg l⁻¹ and 1,000 mg l⁻¹, respectively (Aravena and Suzuki, 1990).

Groundwaters in the northern Chile aquifers are characterized by low salinity (300 to 4,500 μmhos), except for the groundwater in the Salares which range from 20,000 to 105,000 μmhos . The salinity increases from the alluvial fans toward the Salares. These areas are the terminal zone of the groundwater flow system. The water table in these areas is located very close to the surface, which links to high evaporation rates have produced extensive deposits of evaporites composed mainly of halite.

Groundwater in the Pampa aquifers are Ca-SO₄ in the eastern part of the basin, near to the alluvial fans, evolving to Na-Cl toward the Salares. The main processes that control the chemistry of groundwater along the flow system are dissolution/precipitation of carbonate minerals and dissolution of evaporites (halite and gypsum). Less saline water with conductivities in the order of 300 μmhos are located in the Pica region and are Na-HCO₃. These waters are associated with a deep flow system through volcanic sediments of the Altos de Pica Formation.

Groundwater Residence Time

Tritium (³H) is a commonly used tracer in hydrology for determining relative ages of recent groundwaters. In general, groundwaters with ³H content higher than 2 TU represent waters that were recharged during the last 40 years. Fifty to sixty TU were the highest ³H concentrations measured in precipitation during the 1960's in the southern hemisphere at mid-latitudes. Values as high as 300 TU were measured in Antarctica (Albero and Panarello, 1981). Tritium concentrations in precipitation in northern Chile are about of 8 TU (Aravena *et al.*, 1989). Only a few springs located in the higher part of the basins in northern Chile have measurable levels of ³H. All groundwaters are devoid of ³H.

The other alternative that was used in the northern Chile studies to estimate residence time of groundwater was ¹⁴C. This approach requires an understanding of the main sources of dissolved inorganic carbon (DIC) and processes that can affect this carbon pool along the groundwater flow system (Fontes, 1983). Reaction of soil CO₂ with silicates and dissolution of carbonates appears to be the main sources of DIC in northern Chile. Volcanic CO₂ also contributes to the DIC pool in some areas in this region (Aravena and Suzuki, 1990).

In the Pampa de Tamarugal aquifers, the ¹⁴C concentration in groundwater ranges from 105 to 14.3 pmC (percent carbon modern) (Fritz *et al.*, 1981; Magaritz *et al.*, 1990). The higher ¹⁴C concentrations are observed in a shallow non-confined aquifer located in the Pica region.

However, this does not indicate recent recharge waters, because water is recirculated due to agricultural practices, into the aquifer. The higher ^{14}C values are due to isotopic exchange between DIC of the irrigated water and soil CO_2 present in the unsaturated areas (Aravena and Suzuki, 1990).

The lower ^{14}C values are observed in the western part of the basin, in the Canchones aquifer and deep aquifers in the Pica and Pintados areas. It seems that the ^{14}C concentration decreased along the direction of the groundwater flow system, however, there is evidence in the central Pampa that shows ^{14}C concentration similar or higher than groundwater located upflow. These waters are also not part of the overall geochemical evolution pattern. It has been postulated this groundwater is part of a faster groundwater flow system through fractures (Magaritz *et al.*, 1990), or perhaps, aquifers with different isotopic signatures occur in this area. More detailed work on the stratigraphy of the Pampa aquifers are required to have a better understanding of this geochemical pattern.

The ^{14}C data clearly document the presence of groundwater recharged during the Holocene in the central part of the Pampa. Application of the ^{13}C correction model by Fritz *et al.* (1981) suggested that radiocarbon ages for these groundwater range from recent to 10,000 yr, except for deep groundwater in the Pintados area, which date near 19,000 yr. These estimates represent minimum radiocarbon groundwater ages. There are some ^{14}C data on recent waters from the higher part of the basin that suggest that dissolution of carbonates in the recharge areas is occurring under partially open conditions (Magaritz *et al.*, 1989). Therefore, corrected radiocarbon ages taking this possibility into consideration will be much older than the corrected radiocarbon ages assuming closed system conditions. Correction models based on geochemical evolution of groundwater are currently being used to improve corrected radiocarbon data. Knowledge of the the residence time of the groundwater and recharge rates to the aquifer, indicated that a significant portion of the groundwater in the Pampa aquifers should be treated as a non-renewable water resource.

In case of the Salar de Atacama groundwaters, their ^{14}C content range between 12.2 and 3.2 pmC. A ^{13}C correction model was applied to these data, but there is evidence that volcanic CO_2 may be involved in the carbon cycle of these groundwaters (Fritz *et al.*, 1979). The role of volcanic CO_2 in the carbon cycle of groundwater is well documented in the area north of Salar de Atacama (Aravena and Suzuki, 1990).

SUMMARY

Application of environmental isotopes in northern Chile has provided valuable information for understanding the hydrology in this arid environment. These studies have shown the existence of a multiaquifer system in the Pampa del Tamarugal basin associated with recharge areas at different altitudes. Evaluation of the groundwater residence time in conjunction with hydrological data demonstrated that a large portion of the groundwater in the Pampa aquifers should be considered a non-renewable water resource. Most of the surface water that has inundated the Pampa during very wet years is not a source of recharge to the aquifers, because of the high rates of evaporation and low permeable clayey sediments. Geochemical studies have shown that most groundwater is fresh in northern Chile aquifers except for the groundwater near to the Salares. High salinity in surface water and groundwater in some areas is associated to the influence of geothermal fields. More studies are required to evaluate the hydrology of the closed basins located in the Altiplano region. This is part of the recharge areas for the aquifers located in

the lower basins and contain strategic water resources for the exploitation of the extensive mineral deposits that exist in northern Chile. One of the major challenges facing water resources managers today in this region is administering the distribution of a scarce resource between communities and mining companies without disturbing the delicate equilibrium that prevails in northern Chile ecosystems.

Acknowledgements - The isotope studies presented in this paper were sponsored and supported by the *Dirección General de Aguas*, the *Comisión Chilena de Energía Nuclear* and the International Atomic Energy Agency. The scientists involved in these studies were C. Silva, O. Suzuki, A. Pollastri, H. Peña, A. Grilli, P. Fritz, E. Salati, and M. Margaritz. This paper is dedicated to M. Margaritz and J.-Ch. Fontes, two important isotope colleagues that died recently.

REFERENCES

- Albero, M.C., and Panarello, H.O. (1981). Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur. Proc. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology. Instituto de Asuntos Nucleares, Bogota, pp 91-109.
- Aravena, R., Suzuki, O., Fritz, P., Peña, H., y Rauert, W. (1987). Isotopic evolution of aqueous sulfate in northern Chile waters. Proc. International Symposium on the Use of Isotope Techniques in Water Resources Development. IAEA, Vienna, Austria. p 715.
- Aravena, R., Peña, H., Grilli, A., Suzuki, O., and Margaritz, M. (1989). Evolución isotópica de las lluvias y origen de las masas de aire en el Altiplano Chileno. IAEA-TECDOC- 502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 129-142.
- Aravena, R., and Suzuki, O. (1990). Isotopic evolution of rivers in Northern Chile, *Water Resources Research*, 26: 2887-2895.
- Campillo, R., and Hojas, A. (1975). Hidrogeología de la Pampa del Tamarugal. Iren-Corfo, Santiago, 61pp.
- Corfo-Universidad de Chile. (1973). Estudios de recursos hídricos de la cuenca del Loa, report, Dept de Recursos Hídricos, Santiago, Chile, May.
- Fontes, J.Ch. (1983). Dating of groundwater. In Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. IAEA Technical Reports Series 91: 285-317.
- Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O., and Salati, E. (1979). Isotope hydrology in northern Chile. In Proceeding of the Symposium Isotope Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, pp 525-543.
- Fritz, P., Silva, C., Suzuki, O., and Salati, E. (1981). Isotope Hydrology of groundwater in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 53:161-184.
- Galli, O.C., y Dingman, J.R. (1962). Geología de los cuadrangulos Pica, Alca, Matilla, y Chacarilla. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geologica de Chile, 3 (2-5), 125p.
- Giggenbach, W.F. (1978). The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42: 979-988.
- Grilli, A., Vidal, F., y Garin, C. (1986). Balance Hidrológico Nacional, I Región. Dirección General de Aguas, M.O.P.
- Grilli, A., Pollastri, A., Ortiz, J., y Aguirre, E. (1989). Evaluación de tasas de evaporación desde salares, utilizando técnicas isotópicas. IAEA-TECDOC- 502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 155-168.
- ICC-CONIC. (1982). Estudio de las precipitaciones en la región de Tarapacá. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- Karzulovic, J., y Garcia, F. (1979). Evaluación de los recursos hídricos de la Provincia de Iquique. Informe DGA, Intendencia Reg. Serplac Iquique, 205 pp.
- Margaritz, M., Aravena, R., and Peña, H., Suzuki, O., and Grilli, A. (1989). Water chemistry and isotope study of streams and springs in Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108: 323-341.
- Margaritz, M., Aravena, R., and Peña, H., Suzuki, O., and Grilli, A. (1990). Deep circulation of groundwater in the Andes: Source of groundwater in the deserts of Northern Chile. *Groundwater*, 28 : 513-517.

- Peña , H. (1970). Modelo hidrológico y de constitución química de la cuenca del Río Loa. tesis de grado, Ingeniería, Univ. Católica de Chile, Santiago.
- Peña , H., Grilli, A., Salazar, C., Orphanopoulos, D., Suzuki, O., Aravena, R., y Rauert, W. (1989). Estudio de Hidrología Isotópica en el área del Salar de Llamara, Desierto de Atacama, Chile. IAEA-TECDOC-502. Seminar Isotope Hydrology Investigations in Latin America. Mexico. pp: 113-125.
- Programa Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD). (1978). Desarrollo de los recursos de agua en el Norte Grande, Chile, Julio.

EXISTENCIA DE AGUA EN LA IIa REGION DE CHILE: INTERROGANTES E HIPOTESIS

P. POURRUT¹ y grupo UNIRHI¹

Résumé - Malgré l'aridité du climat et l'accroissement accéléré de l'extraction, on n'observe pour l'instant aucune diminution notable des quantités d'eau exploitées dans la IIème Région du Chili. Les résultats d'études récentes, particulièrement celles relatives à de possibles modifications climatiques, permettent dans une certaine mesure d'apporter quelques éclaircissements à cette apparente contradiction.

Resumen - A pesar de sus condiciones climáticas áridas y del fuerte incremento de las extracciones, no se observa ninguna disminución del recurso agua explotado en la IIa Región de Chile. Los resultados de nuevos estudios, en especial aquellos referente a posibles modificaciones climáticas, permiten explicar en parte esta aparente antinomia.

INTRODUCCION

Cuando se considera la extrema escasez de precipitaciones que impera en todo el espacio comprendido entre la franja litoral y la puna andina, no es de extrañar si al habitante de la IIa Región de Chile se le ocurre preguntarse sobre la procedencia del agua que, sin mayor restricción aparente, va brotando de las llaves de su casa en Calama o en Antofagasta. *¿Cómo se forma, de dónde viene, cómo circula y cuánto tiempo demora en su tránsito hasta los sitios donde se la puede captar para el bien de la comunidad?* Estas son algunas de las incógnitas que aquí se pretende resolver, desde luego en forma parcial y preliminar. Con tal propósito, una vez expuestas algunas consideraciones referentes a la problemática general del recurso agua y después de describir brevemente los grandes rasgos geográficos de la zona porque son elementos de referencia imprescindibles para elaborar la lógica de la presente comunicación, ésta se propone:

- develar la problemática de la situación hídrica regional, apoyándose en distintos resultados recientemente obtenidos;
- aportar con algunos elementos de explicación a través de la expresión de hipótesis basadas en una interpretación de las condiciones climáticas vigentes en épocas del pasado.

NORMAS QUE RIGEN LA DISPONIBILIDAD NATURAL DEL AGUA

En las partes del planeta donde existen climas con totales anuales de lluvia apreciables, no es muy complejo contestar las preguntas arriba planteadas y las disponibilidades en aguas, tanto superficiales como subterráneas, dependen de los valores alcanzados por los elementos de la ecuación del *balance hídrico*. En otras palabras, en un área considerada, se equilibran las entradas (también llamadas *función de producción*, que la conforman en su gran mayoría las precipitaciones) y las salidas (o *función de restitución*, que la constituyen la escorrentía superficial, la evapotranspiración y la infiltración). Durante intervalos de tiempo adecuados, por ejemplo a escala anual, dicho balance se va reproduciendo de manera cíclica, pese a las variaciones aleatorias introducidas por las precipitaciones, lo que se traduce en una constante renovación de las

¹ Convenio UCN-ORSTOM. Universidad Católica del Norte. Casilla 34, Correo 2, Antofagasta, Chile

cantidades en juego. Se acostumbra considerar que el recurso utilizable debe ser de la misma magnitud que la proporción renovable.

Como es lógico, la fracción de la función de producción que no retorna inmediatamente o a corto plazo a la atmósfera se descompone en los dos elementos de la función de restitución que van a constituir las reservas de agua:

- escorrentía superficial que corre en los drenes de la red hidrográfica;
- aguas infiltradas que alimentan las formaciones geológicas porosas del subsuelo y circulan en las redes profundas o fluyen en las napas acuíferas subterráneas.

Debe agregarse que dichos recursos, además de estar íntimamente relacionados con la función de producción (características de las precipitaciones), dependen también de la *función de transferencia* que constituye la interfaz entre entradas y salidas. En efecto, las cantidades de agua en tránsito y la velocidad de los flujos tienen una vinculación estrecha con las propiedades del suelo y del subsuelo: textura, porosidad, fracturamiento, grado de heterogeneidad lateral, etc...

EL ENTORNO GEOGRAFICO DE LA SEGUNDA REGION, PUNTO REFERENCIAL Y FACTOR CONDICIONANTE

Se intuye del capítulo anterior que el ámbito pluvio-climático y el contexto geodinámico son los agentes que condicionan la formación, localización, importancia y calidad del potencial hídrico.

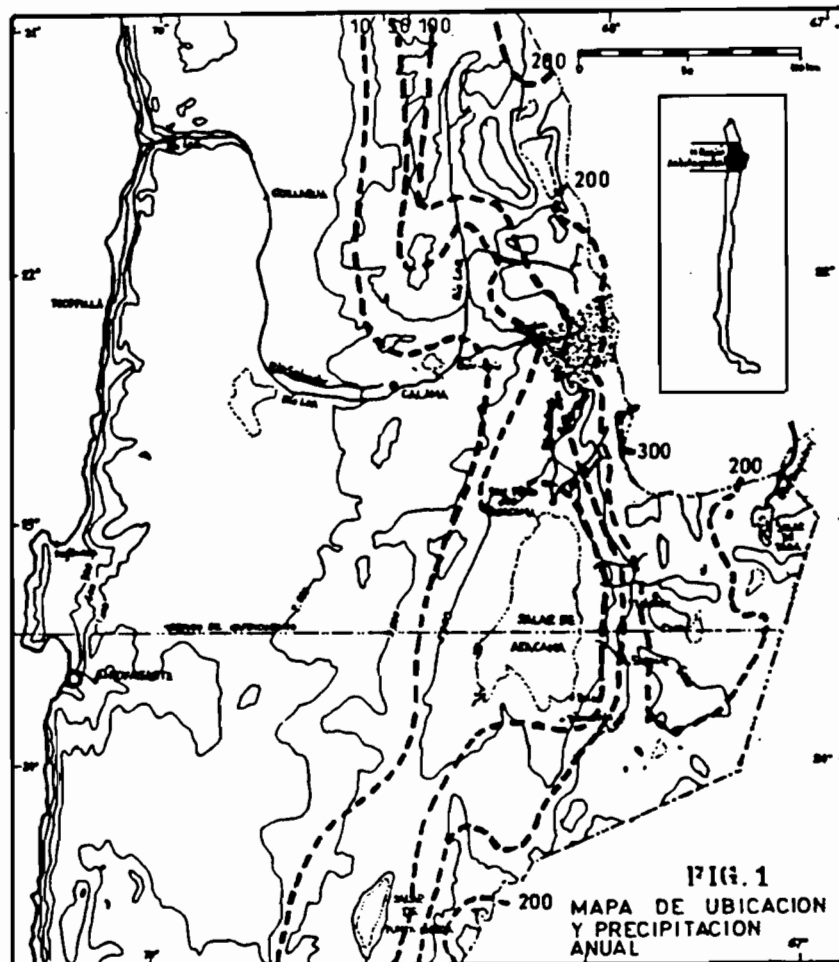
Marco pluviométrico

Son tres las causas principales de la aridez climática de la región.

- 1 - Aspecto específico de la circulación general de la atmósfera, la región se encuentra casi permanentemente bajo la influencia del *Anticiclón del Pacífico Sur*, alimentado por el descenso de masas de aire frío y seco originado en latitudes ecuatoriales; como consecuencia, el tiempo es muy estable y caracterizado por altas presiones barométricas y cielos despejados;
- 2 - La proximidad de la *Corriente de Humboldt*, con aguas frías procedentes de la Antártica, disminuye la evaporación de las aguas superficiales y genera escasas masas de aire relativamente frío y poco húmedo. Cuando ingresan al continente, no existen los requisitos termodinámicos de enfriamiento requeridos para precipitar y no se producen lluvias. Caso especial, ciertas condiciones topográficas de altitud y exposición de las vertientes inducen la existencia de capas de estratocúmulus que, asociadas con condiciones de inversión térmica a una altura de 800 msnm aprox., generan neblinas llamadas *camanchacas*; su impacto es local y se limita a zonas costeras de poca superficie;
- 3 - Las alturas elevadas de la *Cordillera de los Andes* contribuyen para aislar su vertiente pacífica del resto del continente suramericano. Esta formidable barrera aminora notablemente la influencia de la continentalidad ya que obstaculiza el ingreso de las masas de aire de la vertiente atlántica cuya acción logra imponerse durante el verano austral, entre diciembre y abril. Como esta época coincide con la posición más al sur del sol, la radiación solar alcanza sus valores extremos; la evapotranspiración es máxima en todo el territorio del Chaco paraguayo y argentino, lo que genera masas ascendentes de aire húmedo y caliente que se ven empujadas hacia el oeste por el centro activo de altas presiones del Atlántico.

Provocan precipitaciones y tormentas y las cúspides andinas se ven entonces cubiertas por el manto de nieve característico del *invierno boliviano o altiplánico*.

La fig.1 presenta la situación general de la zona estudiada así como las líneas de igual precipitación anual. Se debe notar, en especial, que todo el territorio ubicado bajo los 3000 m.s.n.m. está con lluvias inferiores a 10 mm y que los valores indicados para la zona altiplánica, particularmente las isoyetas 200 y 300 mm, resultan casi exclusivamente de extrapolaciones.



Contexto geodinámico

Las condiciones geológicas y la morfotectónica definen los distintos grados y tipos de permeabilidad: porosidad derivada de la litología, micro-fracturamiento y macro-fallamiento. En el marco geotectónico global, la región estudiada es parte del margen continental activo del continente suramericano. La convergencia dinámica entre la placa oceánica Nazca que subducta bajo su borde occidental es responsable de la *notable actividad sísmica y del volcanismo activo* que caracteriza la porción oriental. Se ve también traducido, a nivel estructural, por *importantes fallamientos paralelos de orientación aproximada norte-sur* y, debido a esfuerzos en compresión o en distensión, por una tectónica de bloques alzados y fosas de hundimiento que definen diferentes compartimientos morfoestructurales. Es posible distinguir seis unidades fisiográficas principales de orientación norte-sur (BORIC, DIAZ, MAKSAEV, 1990), ubicándose las dos primeras y gran parte de la tercera fuera de los límites del perímetro estudiado: - 1) la *Cordillera*

de la Costa - 2) la *Depresión Intermedia* - 3) la *Cordillera de Domeyco* (Precordillera) - 4) las *Cuencas Intramontanas*, depresiones que separan la Precordillera de la Cordillera de los Andes; las principales son la cuenca superior del río Loa, la de su afluente el río Salado y la del Salar de Atacama; 5) la *Cordillera de los Andes*, cordón volcánico activo con estrato-volcanes cuyas altitudes frecuentemente sobrepasan 6000 msnm; 6) el *Altiplano* (Puna), relieve relativamente suave con una altitud variable entre 4000 y 4400 msnm y un sistema hidrográfico endorreico; está sólo presente en el extremo oriental de la región y se extiende hacia el este en territorio argentino y boliviano.

Ya que la gran mayoría de las rocas aflorantes, plutones y volcanitas, son de origen ígneo relativamente reciente, se da énfasis al *período que abarca desde el Terciario Medio hasta el Cuaternario*, cuando el frente magmático pasa a ocupar la posición actual y forma un cordón volcánico del que nació la Cordillera Principal de los Andes. Es importante citar "*.. durante este período, imperó un clima hiperárido, con escasa erosión, aunque se formaron extensas cubiertas aluviales y algunos depósitos lacustres y salinos, que constituyen las actuales planicies (pampas) y salares localizados en la Depresión Intermedia y Cuencas Intramontanas*" (BORIC, 1990).

DISPONIBILIDAD ACTUAL DE AGUA EN LA II REGION - PROBLEMATICA

Deducciones sugeridas por el entorno ambiental

Si uno se fundamenta en la situación y teoría admitida, evocadas en II.1 y II.2, se deduce:

- en cuanto a la función de producción, las precipitaciones conocidas son muy escasas y el ámbito desértico impera desde varios millones de años;
- en lo que se refiere a la función de transferencia, la secuencia estratigráfica existente muestra muy pocas formaciones detríticas, quizás porque los trabajos geológicos han tenido un enfoque esencialmente económico (vocación minera de la región), con toda la confidencialidad que eso implica en la difusión de los resultados: sondajes, etc.... Además, pese a tener claro el panorama estructural a escala regional, los mapas no indican numerosas evidencias de fallamientos locales.

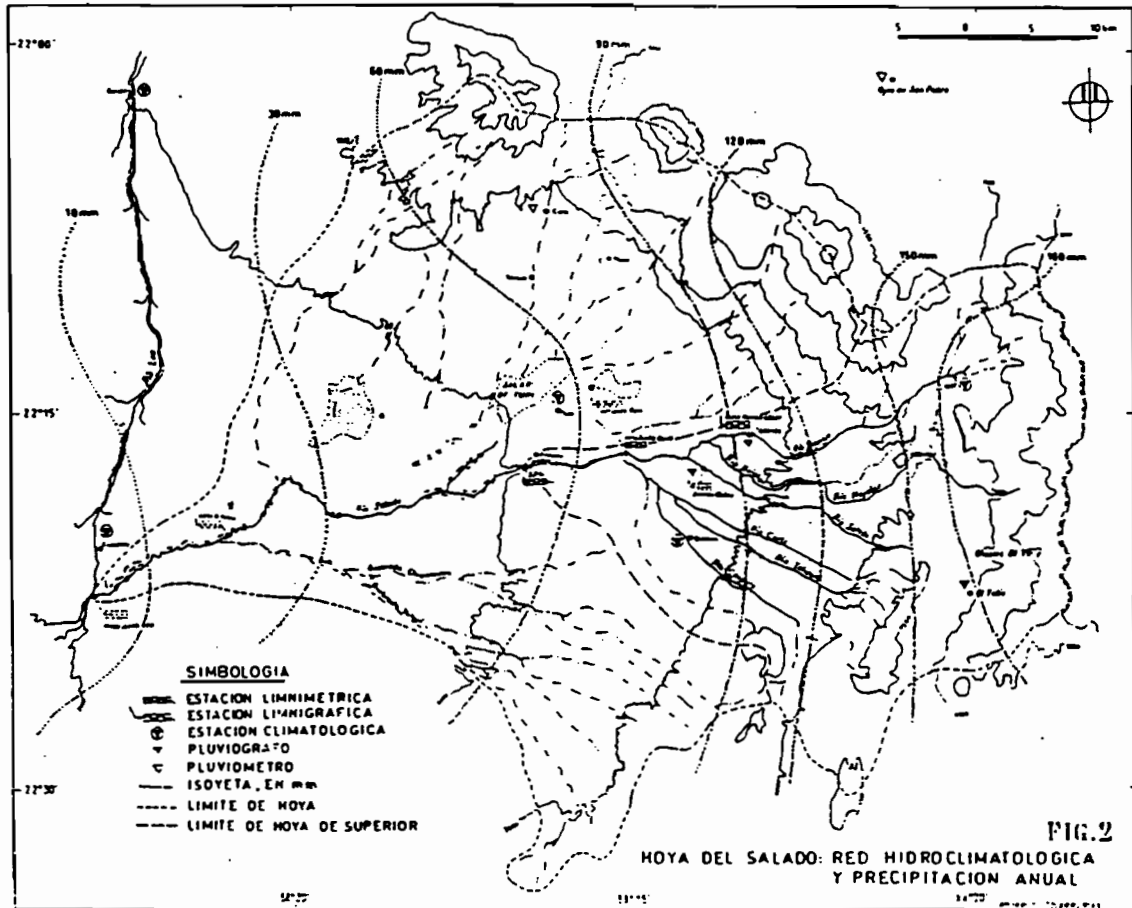
Aparentemente, las condiciones climáticas no están dadas para conformar escorrentías o infiltraciones de consideración ya que los parámetros de sublimación y evapotranspiración son los más favorecidos. Por otra parte, al referirse a la información geológica tradicional existente, las condiciones geodinámicas no parecen propicias para el almacenamiento y la circulación de las aguas. Es obvio que *no es muy alentador el panorama presentado por las condiciones naturales vinculadas con la formación del agua y de sus reservas.*

Balance de agua en la cuenca del río Salado

Debido a su interés por la producción de agua, las cuencas hidrográficas del río Siloli y del río Salado (de ésta se está extrayendo 1560 l s^{-1} para el agua potable y la gran minería) tienen instaladas antiguas redes de observación hidroclimatológica.

Con el fin de establecer su balance hídrico, se ha analizado en detalle (KOHNEKAMP, 1993, POURRUT, COVARRUBIAS, 1994) la información existente desde 1968 en el río Salado. La hoya (fig. 2) se ubica sobre los 3100 m de altitud y la zona de interés que controla el sistema cordillerano de producción de agua (estación de Ayquina) tiene una superficie de 784 km^2 . El total pluviométrico anual aumenta con la altura y varía entre 50 mm y alrededor de 200 mm, siendo elevadísima la irregularidad interanual. Un 90% de las precipitaciones están concentradas

de diciembre a marzo, con lluvias diarias que raras veces pasan de 40 mm. Del 13 al 26 de febrero de 1977 se ha registrado un evento de frecuencia rara: 239 mm en Toconce, 223 mm en Linzor y 160 mm en Caspana, generando un pico de crecida de $370 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Entre 1975 y 1990, los módulos específicos anuales fluctúan alrededor de $2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, con extremos mensuales entre 25 y $1,5 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.



El cuadro 1 presenta los valores anuales de los parámetros de producción y de restitución. Permite poner de relieve dos resultados poco comunes:

- excepto cuando ocurren eventos anómalos, tal como en febrero del año 1977, *la lámina escurrida es poco variable, con valores alrededor de 50 a 60 mm anuales. Parece independiente de las precipitaciones que caen en la cuenca;*
- *la lámina escurrida de los años secos es proporcionalmente elevada, hasta igualar o superar el valor de las precipitaciones.*

Cuadro 1 - BALANCE HIDRICO PRELIMINAR - HOYA SUPERIOR DEL RIO SALADO

AÑO HIDR.	PRECITACION (mm)	ESCORRENTIA (mm)	DEFICIT (mm)	COEFF. ESC. (%)
75-90	134	70	64	52.2
75-76	215	62	153	28.8
76-77	277	120	157	43.3
77-78	64	56	8	87.5
78-79	94	51	43	54.3
79-80	48	55	-7	114.6
80-81	120	60	60	50.0
81-82	37	54	-17	145.9
82-83	87	55	32	63.2
83-84	294	62	232	21.1
84-85	172	60	112	34.9
85-86	129	55	74	42.6
86-87	239	58	181	24.3
87-88	53	53	0	100.0
88-89	132	59	73	44.7
89-90	41	54	-13	131.7

Problemática referente a la explotación del agua

Los resultados obtenidos en la cuenca del río Salado confirman las conclusiones preliminares deducidas de las condiciones del ámbito geográfico. En primer lugar, *la gran escasez del recurso agua, en términos de cantidad*. En segundo lugar, la participación predominante, en los flujos de la red de drenaje, de aguas subterráneas de origen remoto. Ello evidenciaría que, en la actualidad, *la recarga natural es extremadamente limitada*, fenómeno que podría también ser asociado con un elevadísimo tiempo de tránsito subterráneo.

Sin embargo, debe resaltarse un aspecto peculiar de la distribución del recurso en el tiempo, que se traduce por un *efecto de atenuación o "laminación" materializada por la constancia de los aportes, sin duda benéfica, que viene a contraponerse a la irregularidad pluviométrica*. Hasta tal punto que pareciera que la ecuación del balance hídrico no se relacionaría con una ciclicidad de período anual y tendría una oscilación de mayor duración.

En conclusión, es posible identificar una *aparente contradicción*. En efecto, pese a la muy reducida e irregular alimentación de la red hidrográfica superficial así como a la escasez de la recarga natural del sistema subterráneo, pese al fuerte incremento de su extracción en las zonas de altura debido a una demanda explosiva, las cantidades de agua explotadas año tras año desde hace mucho tiempo no se ven afectadas por ninguna disminución.

¿ Seguirán así o se agotarán las fuentes ? ¿ Existen algunos argumentos explicativos para esclarecer la realidad del presente y augurar del futuro?

ELEMENTOS DE JUICIO: APORTE DE ESTUDIOS RECIENTES

Por distintas razones (incremento de la producción regional o interés científico), muchos son los estudios que sobre el tema se están desarrollando en la actualidad. Es imposible establecer aquí una lista exhaustiva de todas las instituciones que se esfuerzan en entender los mecanismos que, tanto en el tiempo como el espacio, rigen las variaciones climáticas y la constitución del recurso agua. Se puede citar al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, a la Comisión Chilena de Energía Nuclear, a la Dirección General de Aguas, a la cooperación científica entre la UCN y ORSTOM de Francia, a la Universidad de Paris Sud-Orsay, al Weizmann Institute

of Science of Israel, a la Universidad de Berne en Suiza, a la Universidad de Erlangen en Alemania, entre otros, así como a programas mundiales sobre los cambios climáticos: IGBP, PAGES, PEP, Paleomonzón, etc. Sería también presuntuoso pretender ofrecer un panorama completo del estado de avance de las distintas investigaciones que abarcan campos y técnicas tan diversas como las de análisis isotópicos y de radiocarbón, palinología, paleolimnología, hidrología, arqueo-antropología, teledetección, etc.

Entre los resultados ya obtenidos, la mayoría con carácter provisional, *algunos vienen a fortalecer la idea de un recurso de agua con poca esperanza de futuro, otros dibujan un cuadro más optimista* y contribuyen a explicar la aparente contradicción identificada en el subcapítulo anterior. Esta diferencia constituye el guión de la presentación que de dichos resultados se hace a continuación, atribuyéndose a todos ellos, de manera arbitraria y sin opinar, el mismo grado de confianza.

Expectativas pesimistas

Fracción de tritio en las aguas - Es de subrayar (MESSERLI, 1993, - estudios UCN/ORSTOM) que los análisis isotópicos demuestran la casi ausencia de tritio ^3H en toda la red hidrográfica regional, particularmente en el sistema de drenaje del río Loa y en las fuentes altas que dan nacimiento a sus principales afluentes. Por ende, *la edad de las aguas supera los 50 años* y su origen tiene que ser esencialmente subterráneo. Este resultado puede reflejar una muy escasa o nula infiltración con ausencia de recarga natural actual. Parece indicar que *las aguas son fosiles* y que el tiempo de tránsito es elevadísimo. Esta afirmación conlleva un sinnúmero de problemas para la explotación futura del recurso.

Proceso de cambio climático actual y/o reciente - a) En el transcurso de los últimos 20-30 años, se ha evidenciado en el Chile Central un cambio de

los regímenes térmicos (incremento de las temperaturas) y de precipitaciones (disminución de los totales anuales y del número anual de días con lluvia), traduciéndose por la elevación del límite de las nieves (isoterma $0\text{ }^\circ\text{C}$) en alrededor de doscientos metros. Dicha afirmación (Reinaldo BÖRGEL, Pontificia Universidad Católica de Santiago, comunicación personal) se ve en gran parte comprobada por las imágenes satelitales del último decenio: ellas muestran que las cubiertas de nieve observadas ocupan, en relación con lo esperado, un espacio geográfico menor durante un menor tiempo. En en Norte, pese a la ausencia de registros, algunas apreciaciones cualitativas son valiosas como aquella referente al volcán Licancabur" ...Tal agua pudo haber sido utilizada en algunos cortos períodos del año en los meses de octubre, noviembre y diciembre, ya que en los meses anteriores está completamente congelada... (BARON, REINHARD, 1981)".

b) Los mecanismos de la circulación atmosférica podrían en realidad ser distintos del esquema presentado en II.1, alinea 3, y los análisis isotópicos (Deuterio ^2H y Oxígeno ^{18}O) efectuados en precipitaciones líquidas y sólidas parecen indicar que la influencia oriental no se limita únicamente al período del invierno boliviano, además de ser, quizá, preponderante en relación con la influencia pacífica (tesis pendientes para confirmarlo o negarlo).

En conjunto, todos los resultados y observaciones arriba indicados apuntan hacia una neta disminución de la alimentación de los sistemas hídricos superficiales y subterráneos.

Expectativas optimistas

Una *nueva interpretación paleoclimatológica* se contrapone al concepto admitido de una hiper-aridez vigente desde el Mioceno, teoría que en gran parte se ha sustentado en el hecho que la Depresión Intermedia constituyera el nivel de base de los sistemas de drenaje y que éstos no han tenido la capacidad para abrirse un camino hasta el océano a través de la barrera topográfica de la Cordillera de la Costa. La nueva interpretación propuesta se ubica a dos escalas de tiempo pero, en ambos casos, se refiere a *la existencia de condiciones mucho más húmedas* que en el presente. Vale subrayar que su impacto es doble:

- a nivel de la existencia de procesos de erosión hídrica que concurren hacia la *constitución de potentes formaciones detríticas*, mecanismo favorecido por las distintas fases del levantamiento de los Andes. De esta manera, quedan constituidos grandes reservorios subterráneos, a veces intercalados entre estratos volcánicos impermeables;

-a nivel de la posibilidad de *alimentar dichos reservorios y constituir reservas de agua*.

Condiciones pluvio-climáticas desde el Terciario Medio - Lo que se propone es una modificación sustancial en cuanto al momento cuando empezaron en imperar las condiciones áridicas, probablemente en la época posterior al Plioceno. Apoyándose en evidencias morfológicas y geológicas encontradas en el terreno, se presenta a continuación un esquema morfodinámico coherente.

El punto de partida se ubica en el Oligoceno-Mioceno Inferior, período que marca una reducción en la intensa actividad volcánica del Cretaceo Superior-Eoceno. Se reactivan los *procesos de erosión-sedimentación*, con la depositación de secuencias continentales como conglomerados, brechas, areniscas y limolitas. Las características de estas formaciones indican que ellas son el producto de una intensa sedimentación en la cual el mecanismo de abrasión y transporte corresponde a sistemas fluviales (excepcionalmente a corrientes de barro). Se puede afirmar que la reanudación de procesos de este tipo es el producto de dos fenómenos simultáneos: alzamiento del nivel de referencia y presencia de un potente agente erosivo. El levantamiento se explica muy bien por resultar de la fase orogénica Incaica, a principios del Oligoceno; contribuye en la formación del sistema de fallas y bloque alzado de la Cordillera de Domeyko y coincide con un solevantamiento paulatino de la región oriental e inclinación hacia el oeste, lo que BÖRGEL (comunicación personal, 1993) llama *peneplanicie terciaria*. La potencia de las formaciones depositadas en relación con el tiempo, al igual que la amplitud y extensión de los sistemas hidrográficos, si bien se explican en parte por la búsqueda del perfil de equilibrio de la red de drenaje y divagación lateral de los cauces en el momento de los reajustes tectónicos, también implican necesariamente la existencia de un clima notablemente lluvioso. Este episodio queda extremadamente bien evidenciado al cabo de la etapa geodinámica posterior del Mioceno, cuando un intenso fallamiento paralelo de dirección norte-sur recorta estos antiguos sistemas de drenaje y grandes valles con distintos niveles de terrazas. Esta tectónica desarrolló también "pilares y fosas tectónicas en compresión... (MAKSAEV, 1979)" y no cabe duda que éstas, beneficiándose de condiciones climáticas suficientemente húmedas, han dado paso a la formación de lagos como lo muestran la presencia de rocas sedimentarias (calizas, areniscas calcáreas) y sedimentos lacustres (diatomitas) en numerosos puntos de la región, con potencias hasta decamétricas.

Viene el período Plioceno-Holoceno durante el cual se afirma que la sedimentación detrítica no fue muy importante en la región (BORIC, 1990), opinión discutible pero es verdad que el mayor evento de la época es la extensa actividad volcánica cuyos productos (ignimbritas,

piroclastos y estrato-volcanes) corresponden a las unidades más extensas. Después, un rasgo primordial resulta de la concomitancia entre actividad volcánica y glaciaciones, que condiciona la formación de numerosos flujos de lodo y explica la gran heterogeneidad (en las formas y tamaños de los bloques) así como la amplia extensión de los depósitos con características generalmente aluviales o a veces aluvio-laháricas. Es también probable la contribución de dicho fenómeno en la producción de aguas sobresaturadas en sales que, una vez almacenadas y después evaporadas (empieza el clima árido) en cuencas endorreicas de origen tectónico o volcánico, pueden ser uno de los procesos de formación de los salares.

Como ejemplo de esta interpretación, dos trabajos de tesis de grado desarrolladas en el marco del convenio UCN-ORSTOM han identificado, a una altitud mayor de 3.000 msnm, nuevas y potentes series detríticas. La una, en el sector de los cerros de Ayquina, es miopliocénica y constituida de gravas, areniscas y conglomerados (CALDERON, 1994). La otra, intercalada entre dos flujos de lava en el cauce superior del río Loa, está compuesta esencialmente de areniscas y grauvacas (GONZALEZ, tesis en curso). En fin, no se puede pasar por alto que el dibujo de las redes de drenaje obedece a controles estructurales, frecuentemente ocultos bajo las formaciones superficiales, así como a fenómenos de captura principalmente debido a la erosión regresiva como en el caso del río Loa (RIEU, 1975).

De esta manera, *queda constituido un sistema hidrogeológico capaz de almacenar las aguas.*

Condiciones climáticas del Tardi-glacial al Holoceno - Fundamentándose en evidencias palinológicas y paleolimnológicas (MARKGRAF, 1989, MESSERLI, 1993, GROSJEAN, 1994), así como paleoceanográficas (ORTLIEB, 1994), principalmente, han sido efectuados *importantes descubrimientos paleo-ecológicos*. A grandes rasgos, el modelo es el siguiente:

- después del último paroxismo glacial (18 ka BP), durante el cual las temperaturas son muy inferiores a las actuales, el período tardi-glacial (17-10 ka BP) se caracteriza por tener niveles lacustres más altos (entre 5 y 10 metros) en relación con los de hoy día. La modelización de las condiciones climáticas muestra una duplicación (300 a 400 mm, probablemente más) del total anual de las precipitaciones actualmente observadas.

- el Holoceno inferior (10 a 7 ka BP) se distingue por sus temperaturas más altas y sobre todo por tener condiciones mucho más húmedas. Se puede citar "Le début de l'Holocène, 11.000 à 7.000 ans B.P., était caractérisé par des conditions plus humides...(MESSERLI, 1993)".

- las condiciones de hiper-aridez son relativamente recientes: "Environ 3.000 ans avant l'époque actuelle, les conditions sont devenues plus sèches...(MESSERLI, 1993)".

Sin duda alguna, este esquema cuya validez ha sido ampliamente comprobada, muestra que, en una época cercana, *las condiciones pluviométricas fueron propicias para procurar una recarga natural sustancial* que pudo constituir reservas importantes en los estratos permeables identificados en el subcapítulo anterior.

DISCUSION, CONCLUSIONES Y VISION A FUTURO

Los argumentos presentados son antinómicos y pueden dar lugar a interpretaciones opuestas. Al respecto, el grupo UCN-ORSTOM tiene una opinión optimista (POURRUT, COVARRUBIAS, 1994) y considera como más probables tres hipótesis.

1 - mala estimación de las precipitaciones: Una recarga actual sí existiría y, aunque fuese por el momento desconocido su tiempo de tránsito, *el agua vendría en su mayor parte de la infiltración consecutiva a la fundición de las nieves*; se almacenaría en los estratos fracturados superiores, contribuyendo en renovar las reservas geológicas.

2 - existencia de aportes externos: *La cuenca de alimentación de la estribación andina-pacífica podría ser mucho más amplia* que la hoya topográfica definida por las líneas divisorias de agua. Al respecto, estudios isotópicos (GIGGENBACH, 1978) han demostrado que las aguas termales del campo geotérmico de El Tatio se derivan de precipitaciones caídas en el sector oriental. Existen también evidencias de que, en la ladera andina oriental, las condiciones geológicas son muy favorables a la infiltración. Por ejemplo, se ha observado que, después de un corto recorrido, fuertes crecidas procedentes de lluvias de alrededor de 20 mm han sido totalmente infiltradas (François RISACHER, comunicación personal, 1994). Dichas condiciones han sido igualmente comprobadas por el autor en toda la cuenca alta del río Siloli, donde abundan sedimentos clásticos y tobas poco o nada consolidadas que dan nacimiento a manantiales importantes bajo las ignimbritas riolíticas de cobertura. Otro factor positivo conocido es que las cubiertas de nieve son más potentes en el lado este.

3 - descarga de potentes acuíferos: Su interestratificación (punto IV.2) entre capas impermeables del complejo volcánico significa un grado más o menos elevado de aislamiento y bloqueo, en consecuencia, una cierta limitación y regulación de las salidas. Gracias a la acumulación de agua hasta altitudes elevadas, *las reservas se encuentran en carga hidráulica*. Pueden circular en coladas volcánicas a través de la red de fisuras producidas por el enfriamiento rápido de lavas relativamente ácidas (dacitas por ejemplo) o *descargar directamente a los sistemas hidrográficos un flujo, quizás limitado, pero continuo e independiente de las precipitaciones*.

El presente trabajo espera haber contribuido a aclarar algunos conceptos relativos a la existencia de agua en la II Región de Chile. Desde luego, falta todavía mucho antes de conocer toda la cadena que, a partir de la fuente original de vapor de agua, conduce a su redistribución en cada uno de los parámetros que conforman el ciclo hidrológico. Los estudios y tesis en curso, al igual que las investigaciones futuras, intentarán rellenar los principales vacíos en el conocimiento de una realidad compleja, constituyéndose el entendimiento cabal de los mecanismos en un complemento indispensable de la localización de los recursos de agua con miras a su racional aprovechamiento.

En conclusión, a la luz de los resultados mostrados, *¿podría ocurrir un colapso hídrico?* Aunque su opinión sea más optimista, el autor *deja la respuesta a libre interpretación*.

BIBLIOGRAFIA

- Aceitno, P. (1987). *On the interannual variability of South American climate and the Southern Oscillation*, Tesis de doctorado, University of Wisconsin-Madison.
- Baron, A.M., REINHARD J. (1981). *Expedición arqueológica al volcán Licancabur*, Revista de la Corporación para el Desarrollo de la Ciencia, No 1 (4), Santiago
- Boric, R., Díaz, F., Makshev V. (1990). *Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta*, SERNAGEOMIN CHILE, Boletín No 40.
- Calderón, M.A. (1994). *Relación entre las rocas volcánicas y el flujo y almacenamiento de agua subterránea, sector Vegas de Turi, IIa Región*, memoria de taller de título, convenio UCN-ORSTOM, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas de la UCN, abril de 1994.

- Covarrubias, A., Pourrut, P., Köhnenkamp, J. (1994). *Características y problemática hidrológica en los altos Andes septentrionales de Chile*, Congreso Nacional de Aguas Subterráneas, Santiago, noviembre de 1994.
- Fuenzalida, H., Rudtlant, J. *Origen del vapor de agua que precipita en el Altiplano de Chile*.
- Giggenback, W. (1978). *The isotopic composition of waters from El Tatio geothermal field, Northern Chile*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 42, pp 979-988.
- Grosjean, M., Núñez, L. (1994). *Lateglacial, Early and Middle Holocene environment, Human occupation and Resource use in the Atacama (Northern Chile)*, in *Geoarchaeology: An Internat. Journal*, Vol. 9, No 4, pp 271-286.
- Köhnenkamp, G.J. (1993). *Balance y caracterización de los recursos de agua superficiales de la cuenca del río Salado*, memoria al título de ingeniero civil, convenio UCN-ORSTOM, Antofagasta.
- Markgraf, V. (1989). *Paleoclimates in Central and South America since 18,000 B.P. Based on Pollen and Lake-level records*, *Quaternary Science Reviews* 8, pp 1-24.
- Messerli, B., Grosjean, M., Bonani, G. *et al.* (1993). *Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminar synthesis*, in *Mountain Research and Development*, Vol. 13, No 2, pp 117-127.
- Ortlieb, L. (1994). *Evolución de la aridez en el desierto de Atacama durante el cuaternario: nuevas perspectivas*, 7º Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción, vol. I, pp 351-355.
- Pourrut, P., Covarrubias, A. (1994). *High mountain basins in Northern Chile: water balance problems in volcanic complex*, Conference on Assessment of hydrological temporal variability and changes, Barcelona 27-30 september 1994, pp 129-140.
- Rieu, M. (1975). *Les formations sédimentaires de la Pampa del Tamarugal et le Río Loa (Norte Grande du Chili)*, *Cahiers ORSTOM, sér. Géol.*, vol. VII, No 2, pp 145-164.

**LAS LARGAS SERIES CLIMATICAS
EN LOS ANDES**

ANDEAN GLACIAL LAKES AND CLIMATE VARIABILITY SINCE THE LAST GLACIAL MAXIMUM

G.O. SELTZER¹, D.T. RODBELL² and M. ABBOTT³

Abstract - Sediment cores from glacial lakes in the tropical-subtropical Andes provide a nearly continuous record of late glacial and Holocene paleoclimates. Basal radiocarbon dates from lakes and peats suggest that the last glacial maximum significantly predated the global maximum at 18 ¹⁴C kyr BP. Most lakes have basal radiocarbon ages of < 13 ¹⁴C kyr BP, implying that there was a late-Pleistocene phase of glaciation that may have culminated about 14 ¹⁴C kyr BP. Late glacial advances are recorded in several sediment records from lakes and by 10 ¹⁴C kyr BP glaciers had retreated to within their modern limits. Mid-Holocene aridity is recorded in the stratigraphy from a number of lakes including Lago Titicaca. This phase of aridity was followed by rising lake levels and neoglaciation in the late Holocene.

INTRODUCTION

The glacial record of the tropical-subtropical Andes has primarily been established through the mapping of moraines and the radiometric dating of associated organic material (recent reviews provided by Clapperton, 1993a; Seltzer, 1990, 1992). This is an inherently discontinuous record that is biased towards maximum phases of glaciation. Moraines from periods of less extensive glaciation are destroyed by subsequent and more extensive glacial advances. As a proxy for paleoclimatic conditions these data only provide insight for the time period over which the maximum-phase moraines formed. However, for these time periods the glacial evidence alone cannot provide a unique climate solution (Seltzer, 1994a).

Several important issues in the Quaternary paleoclimatology of the Andes can be addressed with lacustrine records from glacial lakes including: minimum age estimates for the timing of the last glacial maximum, the presence or absence of late-glacial climatic fluctuations that match similar events in the Northern Hemisphere, and the extent of mid-Holocene aridity. The timing of the last glacial maximum is significant when discussing the magnitude of snowline depression and the associated temperature reduction in the Andes. Recent work on low-latitude temperature change (Guilderson and Fairbanks, 1994; Stute *et al.*, 1995) for the last glacial maximum (defined as 18 ¹⁴C kyr BP by Imbrie *et al.*, 1984) appears to be overturning the hypothesis derived from the CLIMAP (1981) data that tropical-subtropical temperatures did not change significantly during the last glacial-to-interglacial transition. These new records of paleotemperature, which are based on the Sr/ca ratio in corals and the noble gas content of continental groundwater, provide both more precise estimates of paleotemperature and better dated sequences. The climatic interpretations for late-Pleistocene snowline depression in the Andes have varied between reductions in mean annual temperature of 10 ± 1.9 °C (Fox and Bloom, 1994) to 3.5 ± 1.6 °C (Seltzer, 1992) with intermediate values of about 5-6 °C (Seltzer,

¹ Dept. of Earth Sciences, 204 Heroy Geology Laboratory, Syracuse University, Syracuse, New York 13244 USA, e-mail: goseltze@mailbox.syr.edu, FAX 315-443-3363

² Dept. of Geology, Union College, Schenectady, New York 12308, USA

³ Limnological Research Center, 220 Pillsbury Hall, 320 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, Minnesota 55455, USA

1987; Rodbell, 1992). All of the snowline studies have implicitly assumed that the maximum extents of glaciers were time synchronous throughout the region. What has been lacking is a precise definition of when the last glacial maximum occurred in the Andes. This timing is critical, however, in order to determine the nature of the discrepancy that exists among proxy records of paleoclimate (Seltzer, 1994b).

Besides the timing of the last glacial maximum the recognition of millennial-scale climatic changes in the Southern Hemisphere has also become important in the development of our understanding of the global nature of such events (e.g. Denton and Hendy, 1994; Broecker, 1994). If the Younger Dryas and other short-lived climate reversals such as the Heinrich Events (Bond *et al.*, 1992, 1993; Bond and Lotti, 1994) were global in extent, then the mechanisms that could link such changes between the hemispheres are not well understood. Given the time scales involved the mechanisms are unlikely to be associated with the orbital hypothesis for glaciation. Possible teleconnections may be related to the thermohaline circulation of the oceans (Broecker and Denton, 1989), an atmospheric dust veil (Clapperton, 1993a), or changes in the greenhouse gas content of the atmosphere (Sowers and Brook, 1995). Late-glacial readvances of glaciers in the Andes have been identified previously at the Quelccaya Ice Cap (Mercer, 1984), in central Peru (Rodbell, 1993), and in Ecuador (Clapperton, 1993b). What is lacking are well dated records that come from a number of sites to determine if these were synchronous advances responding to a common forcing or if they are random events that occurred in the late glacial (e.g. Markgraf, 1991).

Recent work on sediment cores from Lago Titicaca indicates that there was an extended phase of aridity in the mid-Holocene with a maximum decrease in lake levels of 50 m about 7250 ^{14}C yr BP (Wirrmann *et al.*, 1988). In Lago Huiñaimarca recent sedimentological studies show that many sediment cores have basal radiocarbon dates of about 3.6 ^{14}C kyr BP (Binford, pers. comm.), implying that much of the small southern basin of Lago Titicaca was dry until the late Holocene. Modern lake levels are closely tied to changes in precipitation in the region. A prolonged mid-Holocene drought could be related to changes in advected moisture associated with the easterly circulation.

Methods

Minimum ages for deglaciation from various moraine stages have been obtained by coring lakes and peatlands that developed after glaciers retreated. Because of the dry climate of the high Andes and the limited vegetation it is difficult to find organic material buried beneath moraines to provide maximum limiting ages for glacial advances. Glacial lakes and peatlands in the Andes formed following deglaciation as end moraines dammed the drainage of high valleys. Basal dates from cores obtained at these sites provide minimum age estimates for deglaciation.

A square-rod piston corer (Wright *et al.*, 1984; Wright, 1991) was used from either a floating platform or peat surfaces to obtain continuous cores 5 cm in diameter. The cores typically penetrated the organic sediments of the Holocene and bottomed in inorganic silts and gravels indicative of glaciofluvial and glacial-lacustrine sedimentation. A radiocarbon date from the basal contact of the organic material provides a minimum age for the moraine that occupies the position immediately downvalley from the lake or peatland. Materials dated include bulk organic carbon, macrofossils, and humin and humic acid extracts (e.g. Seltzer, 1994c). Measurements that were made on these cores include: organic and inorganic carbon by loss-on-

ignition (Dean, 1974) and coulometry (Engleman, 1985), magnetic susceptibility, bulk density, and X-ray mineralogy.

RESULTS

The oldest glacial lake that we have located is Laguna Kollpa Kkota in the eastern cordillera of Bolivia (Fig. 1; Seltzer, 1994c). This is a small, closed-basin lake, that contains approximately 7-m of post-glacial sediment. Radiocarbon dates from the base of the sediment cores indicate that the site was deglaciated more than 20 ^{14}C kyr BP. The lake probably survived subsequent phases of glaciation because of the low elevation of the valley headwall (Fig. 2). Although other lakes that occupy such an altitudinal position have been identified, additional radiocarbon chronologies are lacking. At the Laguna Kollpa Kkota site no glacial features are found downvalley from the lake suggesting that the last glacial maximum is marked by the moraines that dam the lake.

Cross sections from the Rífo Palcoco and Milluni drainages in the Cordillera Real of Bolivia show the basal ages of peats nearly adjacent to the modern ice fronts are 9 to 10 ^{14}C kyr BP (Fig. 3). Thus, most of the moraines in these glacial valleys formed in the late glacial although their precise ages are unconstrained. Many of these late-glacial moraines may have been deposited during stillstands in an overall retreat of the glaciers, however, there is evidence that some of the moraines formed during glacier readvances.

Glacial lakes that have a continuous sediment record that spans the last glacial-to-interglacial transition (*ca.* 14 to ^{14}C kyr BP) are critical for determining the climate response in this time interval. Laguna Chorreros in southern Ecuador is located at 3700 m in a valley that has a maximum headwall elevation of 4200 m (Fig. 1). The lake was deglaciated by 12.5 ^{14}C kyr BP when organic-rich sediments began to accumulate (Fig. 4). There is a distinct inorganic interval, however, that dates to between 12.5 and 10.9 ^{14}C kyr BP. We believe that one mechanism that might produce this inorganic layer is reoccupation of the cirques above the lake. A similar sediment stratigraphy in several lakes in the Cordillera Oriental of Peru has also been interpreted in this manner (Rodbell, 1993). If we assume the modern snowline in southern Ecuador is near the mean 0 °C isotherm, then reoccupation of the cirques today would require a snowline depression of ~ 1000 m. Such a snowline depression is 70% of the maximum snowline depression recorded for the area by the outermost moraines.

Most glacial lakes in the Andes have a continuous stratigraphy that spans the Holocene. In the Cordillera Real of Bolivia, Lago Taypi Chaka Kkota in the Rífo Palcoco drainage has a basal age of about 11 ^{14}C kyr BP (Fig. 5). A striking aspect of the stratigraphy in this lake and others like it is the initial rise in organic content of the sediment followed by an abrupt drop in the mid-Holocene. This general stratigraphy is reproduced in Laguna Viscachani on the eastern side of the cordillera. It is also prevalent in other lakes in the Hichu Kkota and Rífo Palcoco valleys (Fig. 6). The relevance of these stratigraphic changes in organic carbon is uncertain given the number of processes involved in the production and preservation organic carbon in the limnic environment. Factors that can influence the organic carbon content of the sediments include terrestrial and aquatic organic productivity and oxidation of the organic matter in the sediments. The timing of these changes corresponds with the arid phase as interpreted from sediment cores from Lago Titicaca (Wirrmann *et al.*, 1988).

DISCUSSION

The timing of the last glacial maximum in the tropical-subtropical Andes is constrained at relatively few localities (Table 1). The results from Laguna Kollpa Kkota suggest that the last glacial maximum clearly predated 20 ¹⁴C kyr BP in Bolivia. However, other records from the region suggest that the last glacial maximum may be significantly older. Snowline reconstructions that are based on maximum moraine or cirque positions are probably sampling landforms that are late-Pleistocene and earlier in age. Certainly they predate the last global glacial maximum, which is defined as 18 ¹⁴C kyr BP. Thus any temporal correlation between the CLIMAP results and the snowline proxy could be in serious error (Seltzer, 1994b). However, the geomorphic record of glaciation is inherently biased towards maximum phases of glacial advance. Records of less extensive glaciations are destroyed unless they occurred since the latest deglaciation. There may have been a glacial phase coincident with 18 ¹⁴C kyr BP that was less extensive than late glacial advances of glaciers in the region. The geomorphic record of glaciation is inadequate for assessing climatic conditions at times other than relative glacial maxima for which there is no evidence at 18 ¹⁴C kyr BP.

Table 1. Select radiocarbon dates that provide minimum age estimates for the last glacial maximum in the tropical-subtropical andes.

Location	Radiocarbon Control (¹⁴ C yr BP)	Reference
Sierra Nevada del Cocuy, Colombia	> 20,840 ± 140	van der Hammen <i>et al.</i> , 1981
High Plain of Bogotá, Colombia	> 23,090 ± 270	Helmens, 1988
Junín, Plain, Perú	23,980 ± 320 to 12,010 ± 110 <i>or</i> > 42,000	Wright, 1983
Cordillera Vilcanota, Perú	> 27,540 ± 970	Mercer, 1984
Cordillera Real, Bolivia	> 33,520 ± and 33,650 ± 500	Argollo 1980, 1982
Laguna Kollpa Kkota, Bolivia	> 20,140 ± 160	Seltzer, 1994c

Late glacial advances of glaciers have now been documented at several sites. The correlation of these advances to events such as the Younger Dryas in the North Atlantic region remains uncertain. Mercer (1984) emphasized that the late glacial advance that is inferred from the sediment stratigraphy at Quelccaya predates the onset of the Younger Dryas at 11 ¹⁴C kyr BP. This is similar to the observation that has been made at Laguna Chorreros in Ecuador. Given the limited data it is difficult to determine the regional extent of these events and current work is attempting to extend these data. The pollen record in Peru is also equivocal, where high resolution studies have been conducted only one site located near an ecotone records a vegetation change coincident with a potential late-glacial advance of glaciers (Hansen *et al.*, 1994). In contrast, in Colombia the El Abra stadial is clearly delineated in pollen spectra and is interpreted to be Younger Dryas in age (Kuhry *et al.*, 1993).

The signal for an extended period of mid-Holocene aridity can now be found in a number of lacustrine records. Most phases of neoglaciation in the Peruvian and Bolivian

cordillera occurred during the late Holocene (Rodbell, 1993; Seltzer, 1990, 1992; Gouze *et al.*, 1986), which supports the concept that the mid-Holocene was a relatively arid period with little glacial activity. It has also been suggested that the aridity restricted the development of raised-field agriculture around Lago Titicaca, which was important to the Tiwanaku Culture (Binford, pers. comm.).

CONCLUSION

Andean glacial lakes provide information on both the timing of glacial events and the nature of post glacial climate changes. Although the precise timing of most phases of glaciation remain uncertain it is clear from several basal radiocarbon dates that 18 ¹⁴C kyr BP was not a maximum phase of glaciation in the Andes. There is also abundant geomorphic and stratigraphic evidence for glacier advances in the late-glacial. Whether these were random oscillations in the glacial-to-interglacial transition or a coherent signal across the region has profound implications for our understanding of the Younger Dryas. Finally, mid-Holocene aridity may have been associated with complete deglaciation of the valleys followed by renewed glacier activity and rising lake levels in the late Holocene.

Acknowledgements - This research has been funded by the US National Science Foundation and the National Geographic Society. G. Seltzer would like to thank Ing. H. Pérez, *Servicio Geológico de Bolivia*, Dr. J. Argollo, *Universidad Mayor de San Andrés*, and the familia Ando of Obrajes, La Paz, who have all provided valuable assistance in the acquisition of much of this data.

References Cited

- Argollo B., J. (1980). Los Pie de Montes de la Cordillera Real entre los Valles de La Paz y de Tuní, Estudio Geológico, Evolución Plio-Cuaternaria. Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia.
- Argollo B., J. (1982). Evolution du Piedmont Ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. These 3ème Cycle d'Enseignement Supérieur, l'Université d'Aix - Marseille II, Faculté des Sciences de Luminy.
- Bond, G. C. and Lotti, R. (1995). Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science*, 267, 1005-1009.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., S., C., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Broecker, W. S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2465-2501.
- Clapperton, C. (1993b). Glacier readvances in the Andes at 12500-10000 yr BP: implications for mechanism of late-glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, 8, 197-215.
- Clapperton, C. (1993a). Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 pp.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America, Geological Society of America Map and Chart Series, MC-36,
- Dean, W. E., Jr. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242-248.
- Denton, G. H. and Hendy, C. H. (1994). Younger Dryas age advance of Franz Josef Glacier in the Southern Alps of New Zealand. *Science*, 264, 1434-1437.

- Engleman, E. E., Jackson, L. L. and Norton, D. R. (1985). Determination of carbonate carbon in geological materials by coulometric titration. *Chemical Geology*, 53, 125-128.
- Fox, A. N. and Bloom, A. L. (1994). Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5-17°S) at present and during the latest Pleistocene glacial maximum. *Japanese Journal of Geography*, 103, 867-885.
- Gouze, P., Argollo, J., Saliège, J.-F. and Servant, M. (1986). Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales: exemple des Andes boliviennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série II*, 303, 219-223.
- Guilderson, T. P., Fairbanks, R. G. and Rubenstone, J. L. (1994). Tropical temperature variations since 20,000 years ago: modulating interhemispheric climate change. *Science*, 263, 663-665.
- Hansen, B. S., Seltzer, G. O. and Wright, H. E. (1994). Late-Quaternary vegetation change in the central Peruvian Andes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 109, 263-285.
- Helmens, K. F. (1988). Late Pleistocene glacial sequence in the area of the high plain of Bogotá (eastern cordillera, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67, 263-283.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. A. L. Berger and e. al., *Milankovitch and Climate, Part I*. D. Reidel Publishing Co., 269-305.
- Kuhry, P., Hooghiemstra, H., van Geel, B. and van der Hammen, T. (1993). The El Abra stadial in the eastern cordillera of Colombia (South America). *Quaternary Science Reviews*, 12, 333-344.
- Markgraf, V. (1991). Younger Dryas in southern South America? *Boreas*, 20, 63-69.
- Mercer, J. H. (1984). Late Cainozoic glacial variation in South America south of the Equator. J. C. Vogel, *Late Cainozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere*. A.A. Balkema, Rotterdam, 45-58.
- Müller, R. (1985). Zur Gletschergeschichte in der Cordillera Quimsa Cruz. Ph. D. thesis, Zurich.
- Rodbell, D. T. (1992). Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca Peru. *Holocene*, 2, 19-29.
- Rodbell, D. T. (1993). The timing of the last deglaciation in Cordillera Oriental, northern Peru based on glacial geology and lake sedimentology. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 923-934.
- Seltzer, G. O. (1987). Glacial history and climatic change in the central Peruvian Andes. M.S. thesis, University of Minnesota.
- Seltzer, G. O. (1990). Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9, 137-152.
- Seltzer, G. O. (1992). Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7, 87-98.
- Seltzer, G. O. (1994c). A lacustrine record of late-Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23, 105-111.
- Seltzer, G. O. (1994b). Andean snowline evidence for cooler subtropics at the last glacial maximum. *In* (eds. J. C. Duplessy and M. T. Syridakis), *Long Term Climate Variations*. NATO ASI Series, I 22, Springer-Verlag, Berlin, 371-378.
- Seltzer, G. O. (1994a). Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales. *Quaternary Research*, 41, 154-159.
- Seltzer, G. O. and Wright, H. E. (1991). La regresión del Hielo en Perú y en Bolivia desde el Pleistoceno tardío. *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, no. 26, 13-32.
- Sowers, T. and Brook, E. (1995). Ice core and terrestrial climate records during stage 3: the methane connection. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 76, S170.
- Stute, M., Clark, J. F., Schlosser, P., Broecker, W. S. and Bonani, G. (1995). A 30,000 yr continental paleotemperature record derived from noble gases dissolved in groundwater from the San Juan Basin, New Mexico. *Quaternary Research*, 43, 209-220.
- van der Hammen, T., Barends, T., De Jong, H. and De Veer, A. A. (1981). Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 32, 247-340.
- Wirmann, D., Mourguiart, P. and de Oliveira Almeida, L. F. (1988). Holocene sedimentology and ostracod repartition in Lake Titicaca--paleohydrological interpretations. *In* (ed. J. Rabassa), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, Vol. 6. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Wright, H. E., Jr, Mann, D. H. and Glaser, P. H. (1984). Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*, 65, 657-659.
- Wright, H. E., Jr. (1983). Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junín Plain, central Peruvian Andes. *Geografiska Annaler*, 65A, 35-43.
- Wright, H. E., Jr. (1991). Coring tips. *Journal of Paleolimnology*, 6, 37-49.

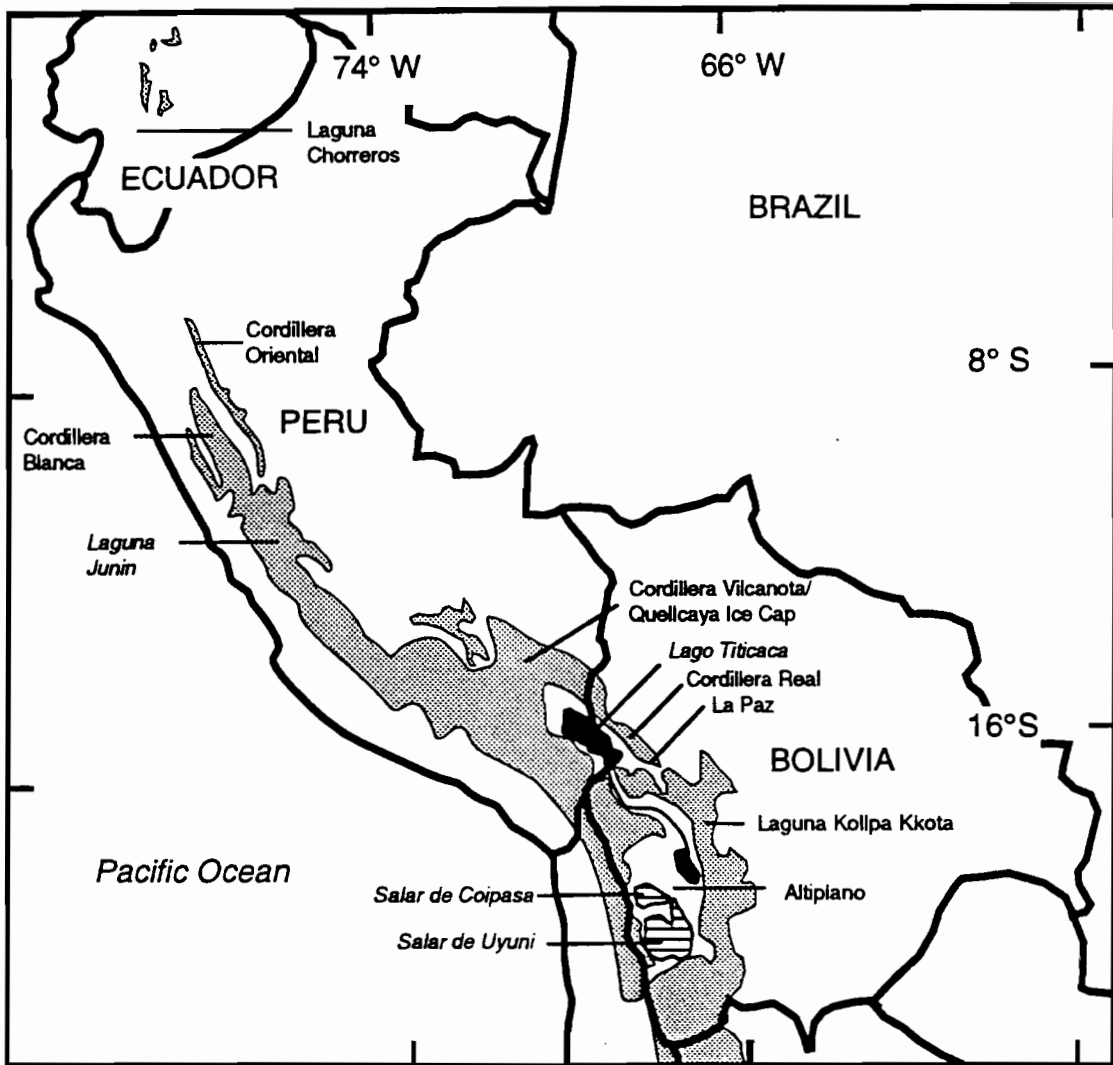


Fig. 1 Map showing the location of sites mentioned in the text. The shaded area is >4000 m a.s.l.

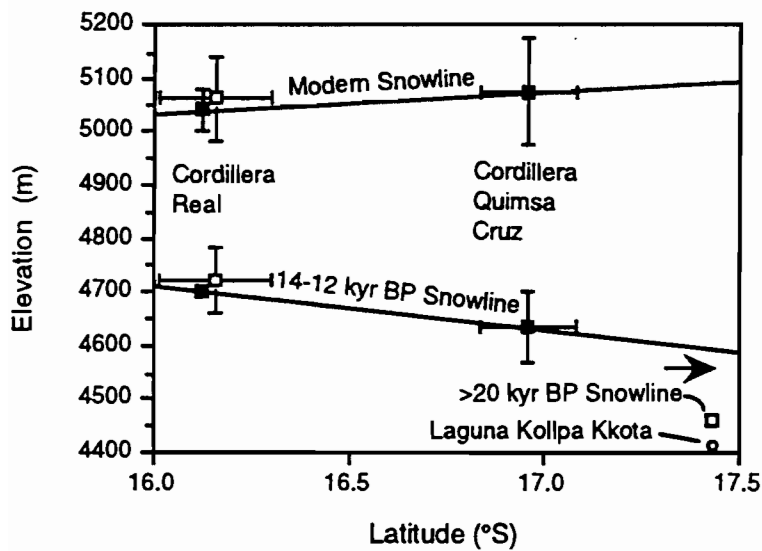


Figure 2. Modern and late-Pleistocene snowlines for the western slope of the Eastern Cordillera, Bolivia. The horizontal and vertical bars represent the latitudinal range of the sites and the variation in estimates of snowline, respectively. Snowline estimates are based on the accumulation area ratio (solid squares, AAR = 0.77) and the toe to headwall ratio (open squares, THAR = 0.37) methods (Müller, 1985; Seltzer, 1992). The arrow indicates the elevation of the crest of the headwall above Laguna Kollpa Kkota (after Seltzer, 1994c).

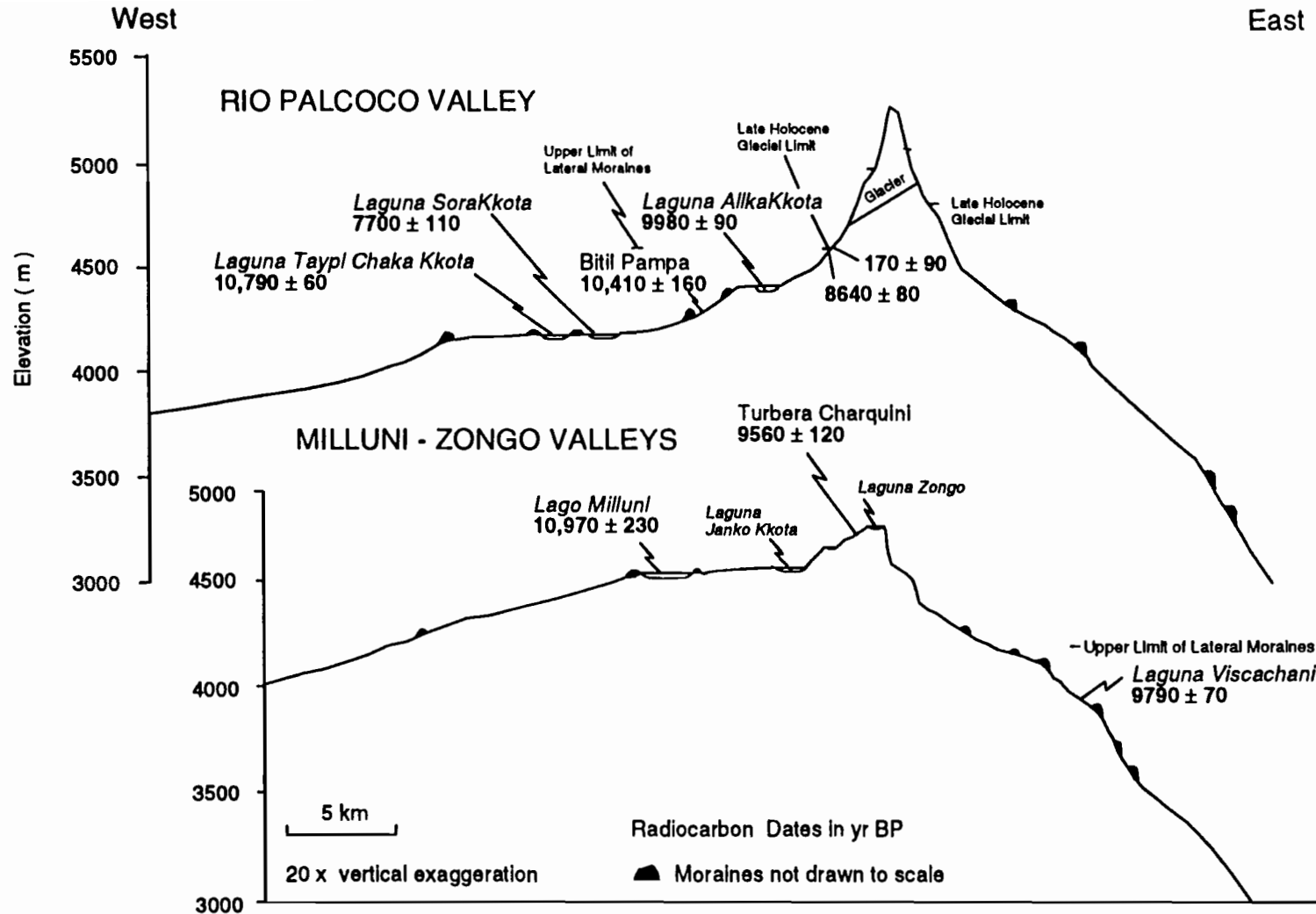


Figure 3. Longitudinal profiles of the Río Palcoco and Milluni-Zongo valleys with basal radiocarbon dates from lakes and peats.

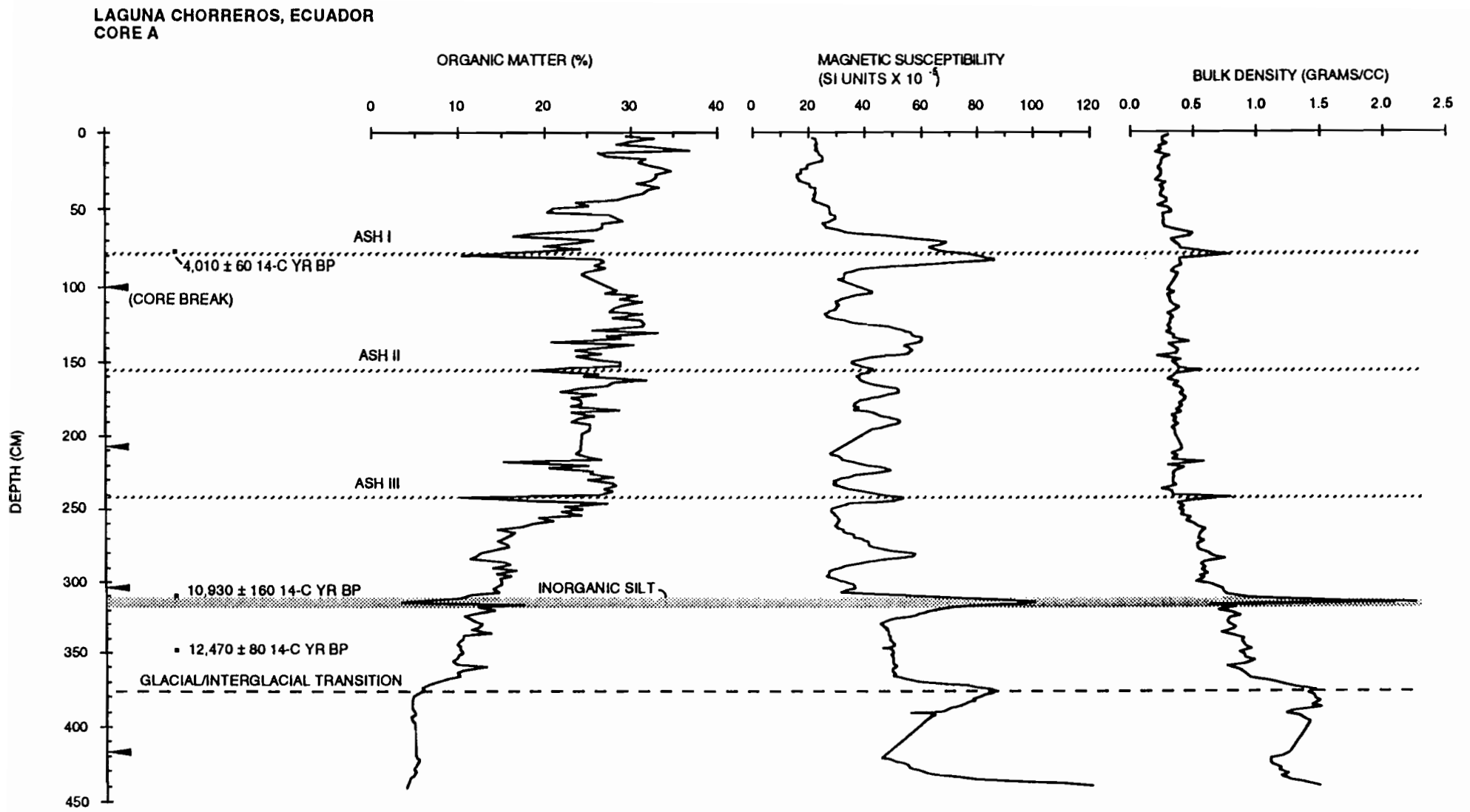


Figure 4. Sediment stratigraphy from Laguna Chorreros (3700 m), Ecuador.

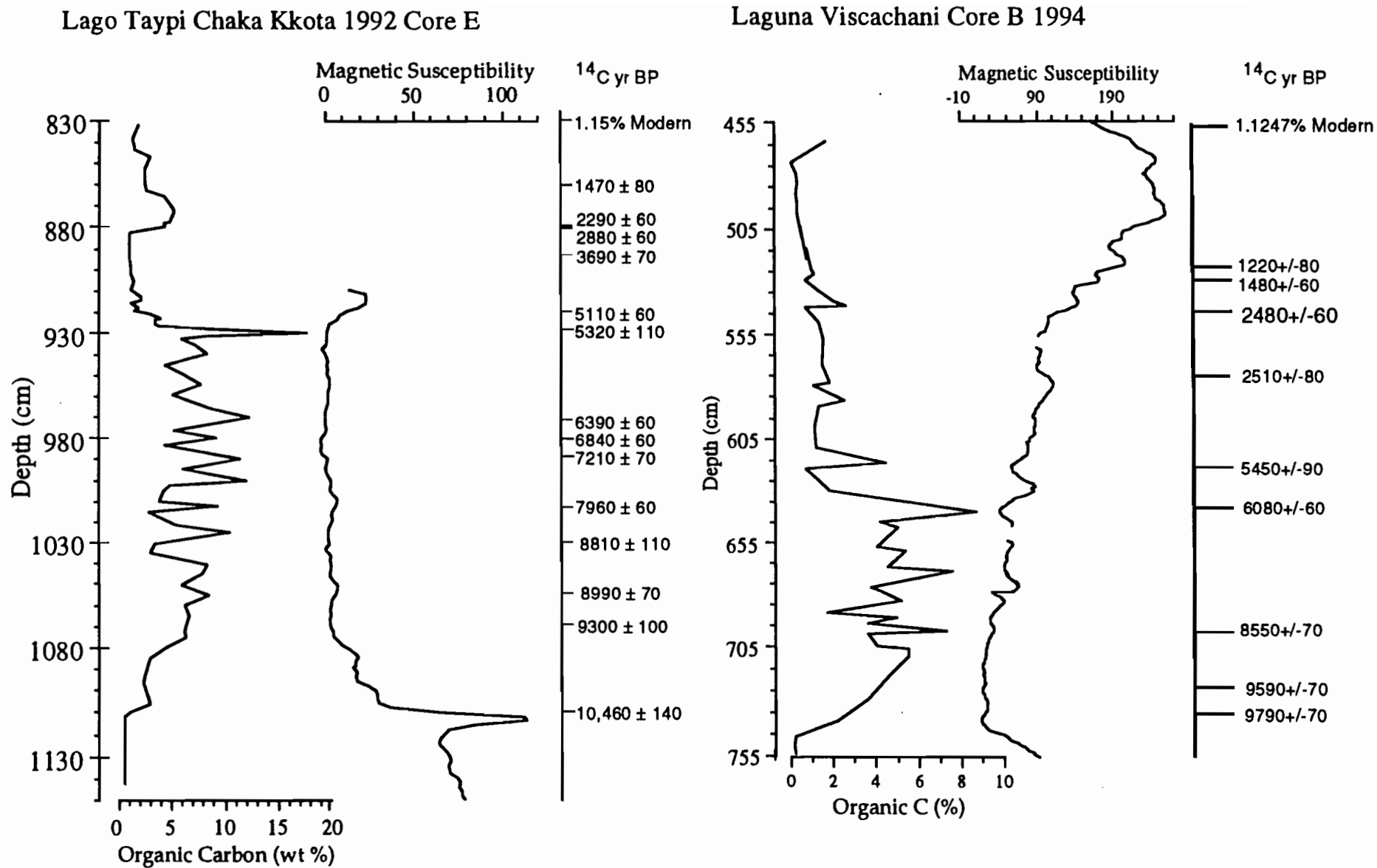


Figure 5. Organic carbon and magnetic susceptibility stratigraphy from L. Taypi Chaka Kkota and L. Viscachani, Cordillera Real, Bolivia.

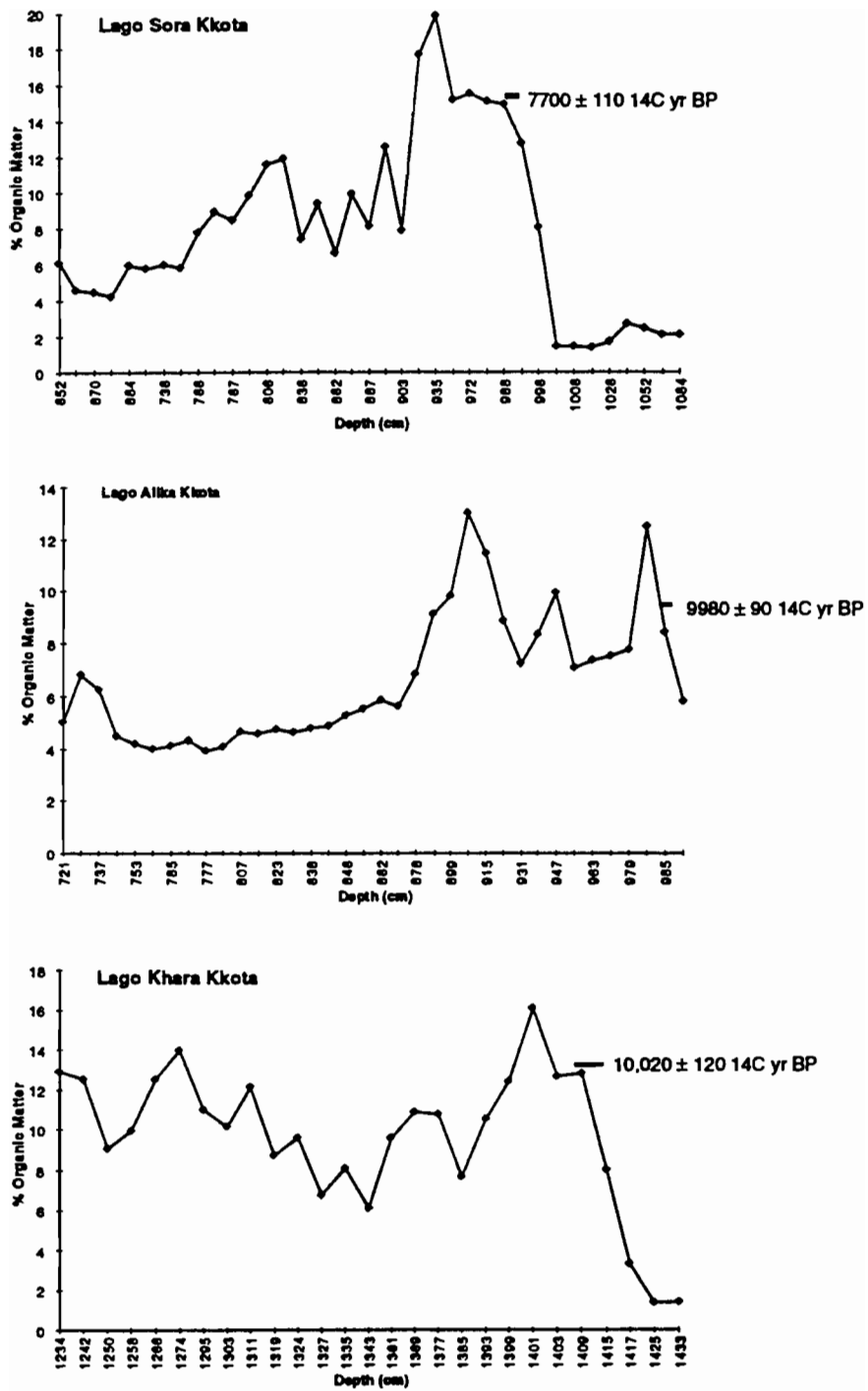


Figure 6. Organic matter profiles from lakes in the Cordillera Real, Bolivia.

LA ULTIMA TRANSICION GLACIAR / INTERGLACIAR DE LOS ANDES SUD TROPICALES (BOLIVIA)

J. ARGOLLO¹ y M. SERVANT²

INTRODUCCION

Estudios previos sobre el Cuaternario tardío de los Andes bolivianos (Servant y Fontes, 1978) revelaron una importante subida del nivel del Lago (fase Tauca) durante la última transición glacial/interglacial. La fase Tauca que tiene una distribución regional se extiende desde 23°S, Norte chileno (Messerli *et al.*, 1993); a 16°S en la cuenca del lago Titicaca (Wirrmann *et al.*, 1992, Ybert, 1992). Nuestro objetivo es establecer una cronología detallada para la fase Tauca. La respuesta del lago y el glaciar a cambios climáticos es discutida comparando las fluctuaciones del nivel del lago y el glaciar. Los Andes bolivianos están compuestos por las Cordilleras Occidental y Oriental, separados por una amplia cuenca endorréica (Fig. 1). En el Norte del Altiplano, relieves muy altos son ocupados por grandes glaciares, cuyas aguas drenan al Lago Titicaca y fluyen a través del río Desaguadero. La parte Sur está ocupada por el lago Poopó y por los salares de Uyuni y Coipasa, alimentados por el río Desaguadero y el drenaje en el Sur del área estudiada.

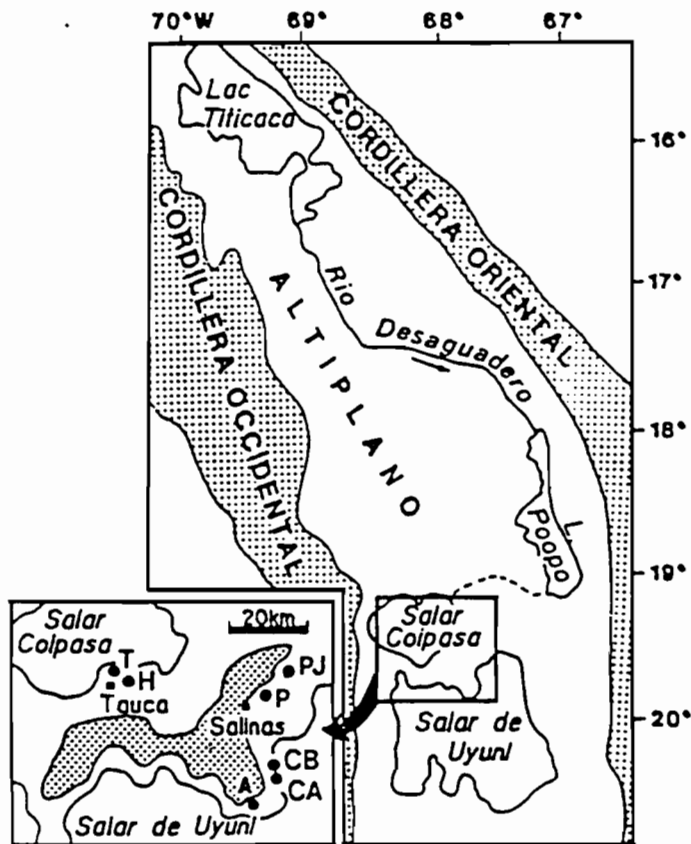


Figura 1. Localización de los sitios estudiados. PJ: Pakollo Jahuirra, T: Ticaña, CB: Chuarari Bajo, CA: Churacari Alto, A: Alianza, H: Huacuyo, P: Pisalaque.

¹ UMSA, IIG, La Paz-Bolivia.

² ORSTOM, Francia

FLUCTUACIONES LACUSTRES

Los depósitos Tauca fueron estudiados sobre afloramientos situados en el borde de las cuencas de Uyuni y Coipasa (Fig. 1). Los afloramientos PJ y T están compuestos por tres unidades sucesivas: 1) diatomitas arcillosas en la base (T), 2) arenas fluviales (F), 3) costras calcareas con biohermas de algas en el tope (C). A 3690 ± 5 m solamente aparece la unidad T: compuesta por diatomitas laminadas (T1/T2) con una flora de diatomeas de aguas de nivel poco profundo. En el tope diatomitas (T3) con diatomeas plactónicos que indican un incremento en el nivel del agua. La unidad T3 se extiende en muchos otros sitios (CA por ejemplo) cerca de 3745 m de altura. Muchas dataciones de radiocarbono (Cuadro 1) son interpretados, tomando en cuenta el contexto geológico regional, la composición isotópica y mineralógica de los carbonatos y la consistencia con la estratigrafía local. Los depósitos transgresivos Tauca fueron datados a diferentes alturas y en varios sitios. Las edades radiocarbono se hacen sucesivamente más recientes a medida que la distancia y la altura respecto del fondo de la cuenca incrementa: 15.4 ka BP a 3657 ± 3 m, 13.5 ka BP a 3690 ± 5 m, 13.0 ka BP a 3735 ± 5 m y 12.2 ka BP a 3745 ± 5 m de elevación. Estas edades indican de manera muy coherente las etapas sucesivas de la subida del nivel de las aguas, el más alto está indicado por biohermas situados a 3740-3760 m. La máxima extensión lacustre está caracterizada por sedimentos retrabajados que contienen una mezcla de diatomeas plactónicos y flora acuática superficial (restos de Characeas). Las edades radiocarbono correspondientes a este máximo lacustre están agrupados en un corto lapso de tiempo (13-11.8 ka BP). Las arenas fluviales (F) indican una descenso del nivel del agua de 100 m, hasta por lo menos 3660 m de elevación. Conchillas de gastrópodos no retrabajados en las arenas fueron datados en 11.9 ka BP. La costra calcarea con biohermas (C) contiene diatomeas de aguas superficiales que indican una moderada elevación del nivel del lago entre 11.3-10.4 ka BP. Asumimos que el lago se secó después de 10.4 ka BP ya que el lago Titicaca estaba bajo antes de 9.6 ka BP (Ybert, 1992).

FLUCTUACIONES GLACIALES

Los valles glaciales de la Cordillera oriental tienen una serie de morrenas terminales M1, M2, M3, localizadas respectivamente a 15, 9, 6, km (promedio) respecto a los glaciares actuales (Gouze *et al.*, 1986). Estas morrenas también fueron observadas en las mismas posiciones morfológicas en el Sur del Perú (Mercer in Seltzer, 1990). Las morrenas M1 representan el último periodo de la máxima extensión de los glaciares; los depósitos orgánicos fueron datados en 23 ka BP (Herail, 1991). En el río Kollpaña ($17^{\circ}18'S$; $65^{\circ}45'W$) existe nueva evidencia de un retroceso glacial temporal dentro del periodo M1. Este retroceso está datado en 18.2 a 15.5 ka BP (Servant *et al.*, en prensa). Las morrenas M2 y M3 indican dos nuevos reavances glaciares. En Bolivia no existen dataciones, pero por comparación con lo observado en el Sur de Perú estas se ubican un poco después de 13.9 y 11 ka BP. Un depósito de turba datado en 9.9 ka BP, localizado cerca de los hielos actuales indica un fuerte retroceso glacial cerca del límite Pleistoceno/Holoceno.

DISCUSION Y CONCLUSION

Los avances de los glaciares M1b, M2 y M3 corresponden probablemente a la subida del nivel del Lago (pasos I, II y III respectivamente de la Figura 2). Estos resultados comprobaron el escenario de Hastenrath y Kutzbach (1985) el cual relata que los avances glaciares y fases lacustres fueron debidos a una mayor precipitación.

		N°	Lab.	Site (fig. 2)	Altitude (m)	Matériel	$\delta^{18}\text{O/PDB}$ (‰)	Agés ^{14}C (corrigeés 13‰)	
Evénement lacustre «Coipasa» (C)	T5	42	Orsay (*)	C	-3660	(4)	-	10450 ± 160	
		92/11	OBDY 1055	PJ	-3657	(4)	-9,38	10580 ± 50	
		91/5	OBDY 927	PJ	-3657	(4)	-9,57	10760 ± 50	
		92/3	OBDY 1046	T	-3660	(4)	-10,20	10810 ± 50	
		126	Orsay	PJ	-3660	(4)	-	10830 ± 180	
		92/10	OBDY 1045	PJ	-3660	(4)	-9,65	11020 ± 60	
		92/3	OBDY 1057	T	-3660	(4)	-10,39	10960 ± 50	
		91/1	OBDY 925	PJ	-3660	(4)	-9,46	11390 ± 50	
Phase sèche (F)		T4	93/17	OBDY1290	T	-3657	(1)	-	11980 ± 50
Phase lacustre «Tauca» (T)	T3	230	Orsay(*)	H	-3695	(1)	-	11730 ± 350	
		92/8	OBDY 1035	CB	-3690	(2)	-12,16	11860 ± 60	
		92/8	OBDY 1025	CB	-3690	(1)	-11,53	12880 ± 70	
		91/13	OBDY 911	H	-3700	(1)	-11,82	11920 ± 40	
		91/13	OBDY 914	H	-3700	(2)	-12,57	12090 ± 40	
		876	OBDY 364	A	-3745	(1)	-10,65	12100 ± 370	
		86/113	OBDY 257	H	-3720	(1)	-10,85	12210 ± 270	
		876	OBDY 997	A	-3745	(2)	-11,99	12870 ± 50	
		92/2	OBDY 1049	H	-3740	(3)	-11,31	12290 ± 50	
		93/22	OBDY 1214	M	-3745	(3)	-	12270 ± 50	
		91/7	OBDY 919	CB	-3690	(1)	-10,96	12380 ± 50	
		91/7	OBDY 916	CB	-3690	(2)	-11,91	12990 ± 40	
		91/14	OBDY 918	H	-3690	(1)	-10,48	12390 ± 50	
		90/13	OBDY 700	CB	-3690	(2)	-11,82	12490 ± 80	
		90/13	OBDY 681	CB	-3690	(1)	-11,39	12830 ± 80	
		91/10	OBDY 929	CA	-3735	(2)	-11,75	12560 ± 160	
		91/10	OBDY 923	CA	-3735	(1)	-11,01	12930 ± 50	
	40	Orsay(*)	C	-3720	(1)	-	12790 ± 120		
	91/9	OBDY 926	CA	-3735	(1)	-10,63	13030 ± 80		
		T2	92/9	OBDY 1007	P	-3690	(2)	-11,56	13620 ± 60
	T1	91/6	OBDY 879	CB	-3690	(2)	-11,26	13530 ± 50	
		91/4/B	Beta 73088	PJ	-3657	(5)	-	15430 ± 80	

CUADRO 1. DATACIONES POR RADIOCARBONO SOBRE CARBONATOS

El retroceso glaciario a 18.2 ka BP coincide con los niveles de aguas bajas en el Lago Titicaca. La tendencia general del retroceso glaciario en los Andes Sur Tropicales está en relación con el incremento de la temperatura global después del último máximo glaciario global. Además, el reavance glaciario a 15 ka BP y el retroceso glaciario a 14,5 ka BP son sincrónicos con eventos comparables observados en latitudes altas en el Norte (36-48°N) y en el Sur (40°S) del continente americano (Broecker y Denton, 1989). Sin embargo, las fluctuaciones glaciales en Bolivia han sido complicadas por precipitaciones, en particular el retroceso glaciario a 18 ka BP durante el último máximo glaciario global y los reavances glaciales durante el último tardiglaciario temprano. El pequeño reavance glaciario que culmina después de 11 ka BP (MS) asociado además a una fase lacustre positiva puede ser correlacionado con el Dryas reciente.

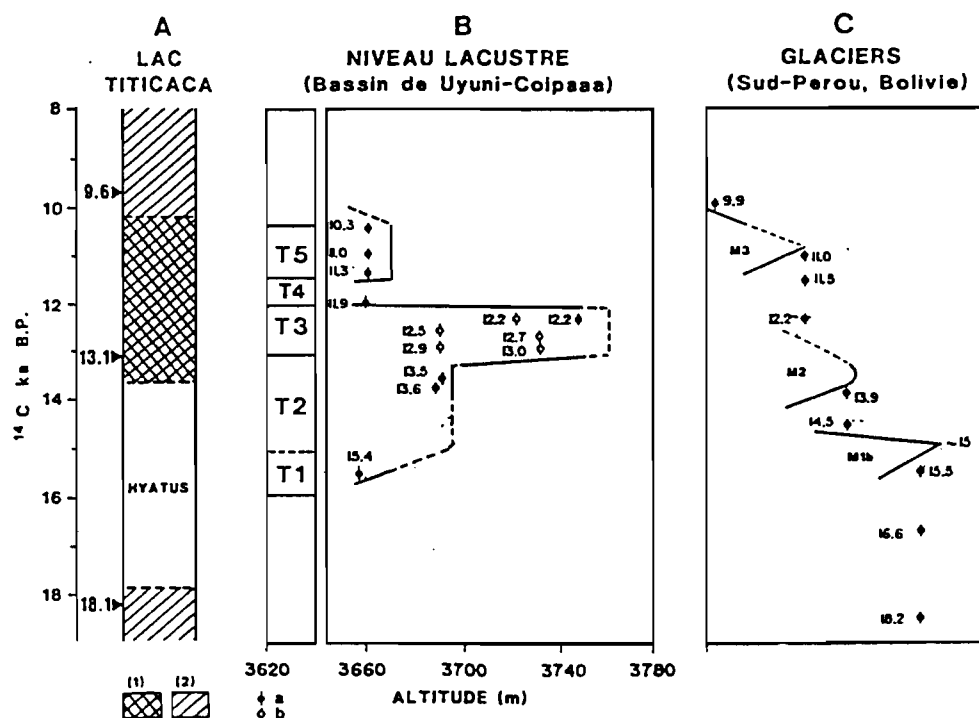


Figura 2. Comparación entre : A) las grandes etapas de la evolución del lago Titicaca, B) las variaciones de los niveles lacustres en la cuenca de Uyuni - Coipasa, y, C) las fluctuaciones glaciares del Sur del Perú y de Bolivia.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BROECKER, W. S. and DENTON, G.H., 1989. The role of ocean atmosphere reorganizations in glacial cycles, *Geochim. Cosmoch. Acta*, 53, p. 2465-2501.
- GOUZE, Ph., ARGOLLO, J., SALIEGE, J.P. et SERVANT, M., 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, p. 249-256.
- HASTENRATH, S and KUTZBACH, J.F., 1985. Late Pleistocene Climate and water budget of the South American Altiplano, *Quaternary Research*, 24, p. 219-256.
- HERAIL, G., FORNARI, M., VISCARRA, G., RUIZ, J.A. POZO, L. et DUMONT, J.F. 1991. Les placers d'or de Bolivie: milieux de formation et structure géologique, *Actes Symp. Intern. Gisements Alluviaux d'Or*, La Paz, 3-5 juin 1991, Colloques et Séminaires, ORSTOM, p. 115-143.

- MESSERLI, J.B., GROSJEAN, M., BONANI, G. BURGI, A., GEYH, M.A., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHRTERER, U., SCHREIR, H. and VUILLE, M., 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis, *Mountain Research and development*, 13 (2), p. 117-127.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. et SERVANT, M. 1992. Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, série II, p. 875-880.
- SELTZER, G.O., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes, *Quaternary Science reviews*, 9, p. 137-152.
- SERVANT, M. et FONTES, J.Ch., 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes: premières interprétations paléoclimatiques, *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, 10, p. 5-23.
- WIRRMANN, D., YBERT, J.P. and MOURGUIART, Ph., 1992. A 20,000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. In: *The Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge*, DEJOUX, C. & ILTIS, A. (eds.), Kluwer Acad. Publishers, p. 40-48
- YBERT, J.P., 1992. Ancient lakes environments as deduced from pollen analysis, lake Titicaca. In: *The Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge*, DEJOUX, C. & ILTIS, A. (eds.), Kluwer Acad. Publishers, p. 49-62.

THE LAST GLACIAL CYCLE AND PALAEOLAKE SYNCHRONY IN THE SOUTHERN BOLIVIAN ALTIPLANO: CERRO AZANAQUES CASE STUDY.

J.D. CLAYTON¹ & C.M. CLAPPERTON¹

Abstract - In the Cordillera Oriental at Cerro Azanaques 18° South in Bolivia, glacial moraines and sediments, and palaeolake shorelines, deltas and stromatolite are preserved, indicating significantly different climatic conditions in the past. The deposits of at least five glacial advances have been distinguished by field mapping and ariel photograph interpretation. The culmination of the Lijunimami glacier advance 3, has been radiocarbon dated to 13,300 yr BP by glacial sediments bulldozing an organic peat horizon. This distinct bouldery diamict has been lithologically mapped to form an ice-marginal fan-delta which indicates that glaciers and palaeolakes systems were in an expanded state synchronously. The detailed stratigraphic study at Cerro Azanaques provides conclusive evidence that glacier and palaeolake fluctuations represent a response to a climatically driven signal and lake were not a simple result of deglaciation in the Cordilleras.

Resumen - En la Cordillera Oriental, a la altura del Cerro Azanaques - 18°S, Bolivia - aparecen preservadas morrenas y sedimentos glaciares, líneas de costa paleolacustres, deltas y estromatolitos, lo que revela condiciones climáticas pasadas significativamente diferentes. Los depósitos de al menos 5 avances glaciares han sido distinguidos mediante cartografía de campo y teledetección interpretativa. La culminación del avance 3 del glaciar Lijunimani ha sido fechada mediante radiocarbono a 13 300 años BP a partir de sedimentos glaciares que han desplazado un horizonte orgánico de turba. La cartografía de esta particular diamita arcillosa revela un delta en forma de abanico con hielo en sus márgenes lo que indica que los glaciares y los sistemas paleolacustres sufrieron un proceso expansivo simultáneo. El minucioso estudio estratigráfico llevado a cabo en Cerro Azanaques aporta pruebas concluyentes de que las fluctuaciones glaciares y paleolacustres constituyen una respuesta a un estímulo climático y que los lagos no resultaron del mero deshielo de las cordilleras.

INTRODUCTION

In Bolivia the Andes divide to form two distinct mountain chains, the Cordillera Oriental and Occidental, separated by an extensive intermontane plateau, the Altiplano. The geology of the Cordillera Oriental is characterised by Palaeozoic sedimentary rocks intruded by granitic plutons, and contrasts with the largely volcanic origin of the Cordillera Occidental. The highest peaks rise above 5000m and have been high enough to support glacier ice since the Pliocene (Clapperton, 1993a). In these ranges, modern glacier distribution and glacier equilibrium line altitude (ELA) is governed by a precipitation gradient that declines NE-SW, as it is controlled by moisture supply from easterly air currents originating over the Atlantic and flowing over the humid Amazon basin. Sensitivity of the snowline gradient to precipitation is acute because it lies above the 0° C atmospheric isotherm which controls the ablation season. This indicates that the mass balance of modern glaciers is constrained by precipitation budget more than temperature. As a result, the

¹ Department of Geography, University of Aberdeen, Aberdeen AB9 2UF, Scotland, UK.

modern ELA rises from 5300 m in the Cordillera Real, where mean annual precipitation exceeds 700 mm on the eastern flanks to 5800 m in the western range where precipitation is less than 400 mm per annum (Seltzer, 1992).

Moraines and other glaciogenic sediments in the eastern Cordillera indicate that Andean glaciers were formerly much more extensive and that the ELA was depressed by 1000 m in places, thereby documenting significant climate change. The glacial chronology, however is still only skeletal and few radiometric dates obtained in a few places indicate that glaciers advanced prior to 20,000 yr BP and again at *ca* 14-10,000 yr BP, according to analogy with dated moraines in southern Peru (Seltzer, 1992).

Evidence of past climatic changes in Bolivia also comes from features associated with palaeolakes. The Andean Cordillera enclose the Altiplano to form a 170,000 km² endoreic basin at an average altitude of 3800 m. The altiplano can be subdivided into a northern basin occupied by Lake Titicaca, and a southern basin (37,000 km²) containing the largest salt flat in the world, the Salar de Uyuni, separated by lower terrain from the smaller basins of Poopo and Coipasa to the north (Fig. 1).

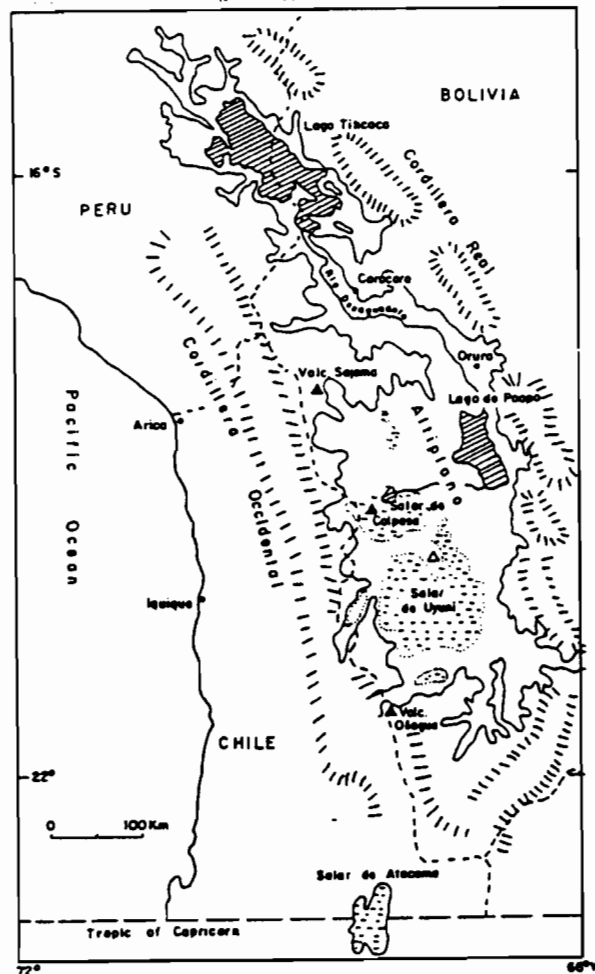


Figure 1 Map of the Bolivian Altiplano showing Lake Titicaca and the endoreic lake basins (salar) and Cerro Azanaques field site (Clapperton, 1993a)

The low seasonal precipitation falling in the southern altiplano soon evaporates to leave salt crust, except in part of the Poopo basin, which is filled with a shallow hyper-saline lake fed by overspill drainage from Lake Titicaca via the Rio Desaguadero. Mean annual precipitation in the southern altiplano is less than 150 mm yr^{-1} , and is controlled by the strong NE-SW precipitation gradient over the central Andes, and high evaporation at these latitudes which determines the regional water deficit.

The former existence of large lake filling the southern altiplano of Bolivia in the recent Quaternary has been known for more than 100 years (Minchin, 1882). It soon was realised that lakes had existed at several levels at different times (Bowman, 1914, Moon 1939; Newell 1949). While Troll (1927) noted that one of the palaeolakes seemed to have existed while glaciers in adjacent mountains expanded, Moon (1939) proposed the lakes originated as meltwater released by receding Pleistocene glaciers flooded the altiplano. Such an origin for the palaeolakes was supported by Servant & Fontes (1978) who proposed two lake phases 'Minchin' and 'Tauca' base on radiocarbon control. Four lake levels were attributed to stages of the Minchin lake, at 3760, 3740, 3720 and 3700 m altitude, while the subsequent lake 'Tauca' apparently stabilised at 3720 and 3660m (Servant & Fontes, 1978). It was not made clear how the Minchin and Tauca phases at 3720m were distinguished from each other, but radiocarbon dating of gastropod shells and carbonate crusts produced two clear time series for the deposits. For example, the two dates obtained from the Minchin level at 3720 m are $27,500 \pm 800$ and $26,300 \pm 600$ yr BP whereas determinations on Tauca deposits at the same altitude indicate they formed between $12,360 \pm 120$ and $10,640 \pm 280$ yr BP (Servant & Fontes, 1978). Dates from algal crusts close to the modern surface of Salar de Uyuni (3660 m) suggest the Tauca palaeolake endured until at least *ca* 10,000 yr BP.

A subsequent study of diatoms in palaeolake deposits contained in closed basins in the Lipez area of south Salar de Uyuni produced additional chronological data (Servant-Vildray & Mello e Sousa, 1993). As the basins are isolated from the Salar de Uyuni, and have never had glaciers in their catchments, they reflect atmospheric changes more faithfully. During the Minchin lake phase, 17 m of lacustrine sediments accumulated before $22,000 \pm 1500$ yr BP, but the lake is inferred to have dried up after this as cold arid conditions set in between *ca* 22,000 - 15,000 yr BP. A lake coeval with the Tauca phase also developed in the basin sometime after 14,590 +630 / -580 yr BP, but it was 30 m shallower than the earlier (Minchin) lake. Since no glaciers ever existed in the basin catchment, these palaeolakes could not have been formed by glacial meltwater. This conclusion accords with that of Hastenrath & Kutzbach (1985) who estimated that effective precipitation during the Minchin and Tauca palaeolake phases had been *ca* 300 and 200 mm yr^{-1} above the modern values respectively.

In view of the conflict in understanding the origin of late Quaternary palaeolakes in the Bolivian altiplano and, in particular, their significance in assessing the nature of past climatic changes at the end of the last glacial cycle, the project discussed here was designed to reconstruct glacier and palaeolake fluctuations and investigate their synchrony. If so, this would indicate a fundamental change in effective moisture supply to this currently semi-arid region of South America during the last glacial cycle.

FIELD SITES AND METHODOLOGY

A fundamental requirement of the project was to find a site where mountains which were glaciated during the last glacial cycle are contiguous with the margins of late Quaternary

palaeolakes in the southern altiplano. On the eastern edge of Lake Poopo, Cerro Azanaques case study provides a glaciated massif where moraines and glacial sediments and well developed erosional shorelines and stromatolite crusts are preserved on the lower slopes.

Vertical air photographs for the site were studied stereoscopically to make preliminary maps of the glacial features on the mountain, and to identify the position of palaeoshorelines. Field mapping established the limits of glacial deposits and their altitude; terraces and algal reefs associated with the former lakes were also heighted using an aneroid barometer accurate to ± 5 m, which was checked by surveyed triangulation points (on topographic maps) and/or at the margin of the salar surfaces. Sediment stratigraphy at glacier-palaeolake interface was logged and samples of gastropod shells and stromatolite crust taken for dating and laboratory study.

CERRO AZANAQUES CASE STUDY

Cerro Azanaques ($66^{\circ}55'W$, $18^{\circ}30'S$) is located 100 km south of Oruro and lies on the eastern side of the Poopo basin. The massif is a complex of early Miocene leucite-granite and late Miocene siliceous tuffs emplaced in Silurian shales and sandstones of the Cordillera Oriental. Much of the massif forms a plateau above 4000-4500 m, and culminates in peaks exceeding 5000 m; Cerro Azanaques (5140 m) is the highest. Valleys radiating from this massif have evidence of glacial erosion and depositional landforms (Fig. 2a). In this study examination of glacial features were made on the lower northwest of the massif, and palaeolacustrine deposits in the vicinity of Challapata settlement.

Glacial Features

Quebrada Lijunimami: This valley begins in a cliffed semi-circular valley-head on the northwest side of Cerro Azanaques at about 4800 m altitude. It is a classic U-shaped glacial trough with precipitous walls more than 250 m high, and the valley maintains this form until it opens out on the flanks of the massif below 4200 m. At this point prominent lateral moraines form the valley sides down to an altitude of ca 4000 m, below which hummocky morainic deposits mantle the slopes above the village of Challapata Antiguo. The deposits have of at least five glacial advances have been distinguished by field mapping and the interpretation of vertical air photographs.

Advance 1: The most extensive and lowest glacial deposit is exposed in a stream cut at 3700 - 3710 m altitude on the south side of the main complex of moraines (Fig 2a). Faceted boulders 1-3 m in size are contained in a till-like diamict up to 6m thick, overlying bedrock. The glacial deposit has no morphological expression, and is only sparingly exposed. However, clusters of exfoliated glacial erratics and roche moutonees on the slopes outside the morainic limits of the younger advances (2 and 3) are interpreted as the deposits of a glacier which formerly descended to the altiplano from the Azanaques massif.

Advance 2: The most striking moraines on Cerro Azanaques exist as smooth-crested lateral ridges with outer slopes more than 100 m high, and inner ones up to 40 m. They exist as impressive ramparts curving down towards the altiplano near Challapata (Fig.2a). Beginning at ca 4200 m altitude, the left lateral moraine of Quebrada Lijunimami is a continuous feature down to ca 3900 m, where it appears to have been truncated by a younger advance. The moraine is extremely blocky, with surface boulders commonly more than 1-2m in size. The exposed surfaces of these have become extensively degraded by exfoliation weathering.

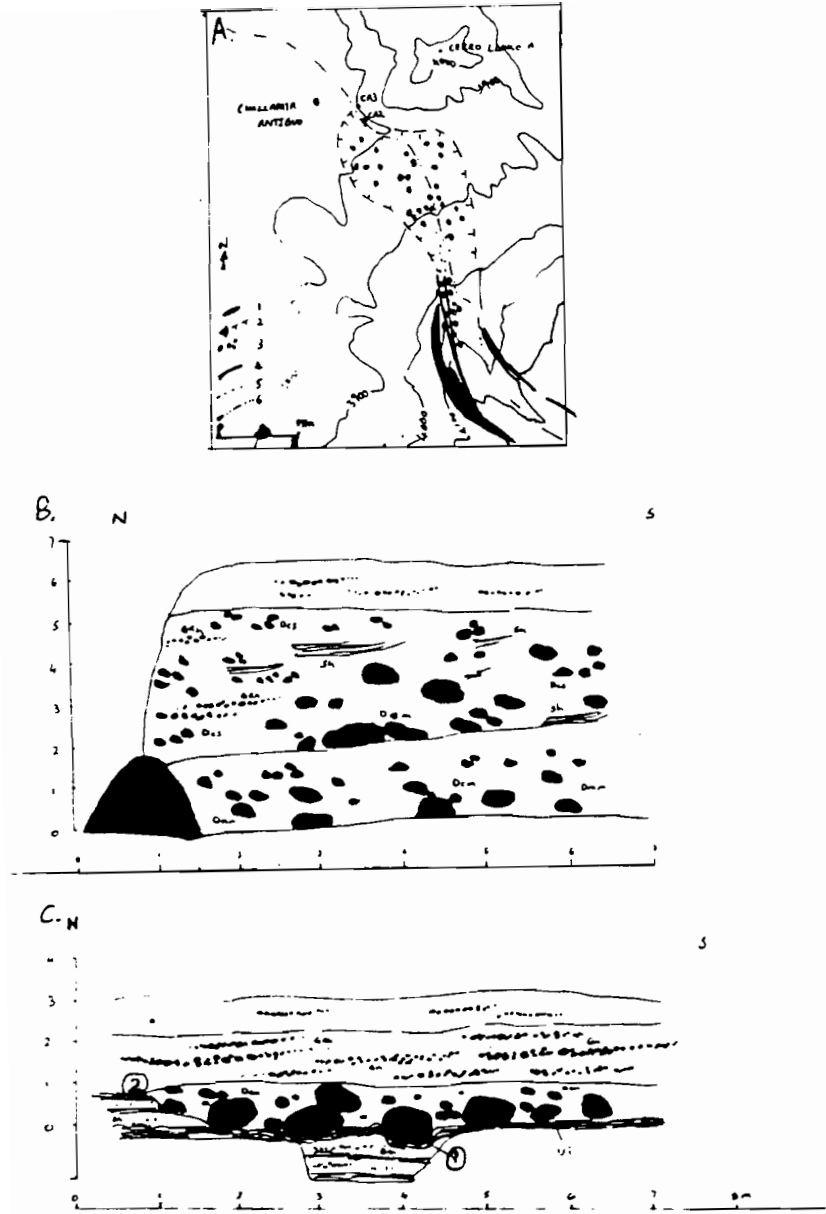


Figure 2a Glacial landforms at Cerro Azanaques, 1, Moraine ridges 2, drift limit of Advance 3 3, Glacially transported boulders 4, 100 contours. 2b Exposure in river section at CA2 and composition of sediment unit. 2c Exposure in river section on east side of Cerro Llokota at CA3 and composition of sediment units

Dcm Massive clast supported diamict Dsm Massive matrix supported diamict Dcs Clast supported stratified diamict GRh bedded granule gravel Sh horizontally bedded sands Op Organic peat

Radiocarbon dates 1. 14 015+/-95yr BP 2. 13 300+/-90yrs BP.

The presence of a lateral moraine on only one side of the valley suggests that cliffs were exposed above the glacier surface only on its southern side during this phase of glaciation. The lateral moraines of this advance in Quebrada Lijunimami terminated at 3900-4000 m, but the glacier terminus probably extended some tens or hundreds of metres lower.

Advance 3: During a later advance, the Lijunimami glacier was confined within the slopes of the large lateral moraine of Advance 2. Two smaller sharp-crested laterals lie on both sides of the valley, forming ridges 10-20 m high. These define the former margins of a much narrower glacier than the earlier one, and which apparently extended to a lower altitude. While the lateral ridges stop at *ca* 3900m, the morainic deposit continues farther down slope as a series of discontinuous ridges and mounds, forming a fan shaped deposit terminating at an altitude of *ca* 3770 m (Fig. 2a). A distinctive characteristic of this morainic drift is the remarkable scatter of surface striated and polished blocks of granite, commonly 2-5m in size; the largest observed measures 20 m by 15 m. Since the dense assemblage of blocks is confined to the Advance 3 moraine, it presumably originated during this particular phase of glaciation, and suggest that the reduced ice cover in the catchment exposed many more rock faces which shed large rockfalls onto the glacier.

A river bank section at *ca* 3800 m exposes 2-3 m of loosely consolidated diamict associated with this advance, separated by a sharp erosional discontinuity from 1-2 m of grey silty till. The two deposits show different particle size characteristics, suggesting that the grey till may be of basal origin, while the overlying diamict may be ice-marginal (Fig. 2b). The upper diamict can be traced downstream along the foot of Cerro Llokota to 3770 m altitude. It also forms a sharp surface limit at the edge of the prominent terrace on which the village of Challapata Antiguo is built. In 1993, a fresh stream cut exposed the stratigraphy shown in Figure 2c, indicating that the diamict was deposited by a glacier which advanced into a basin filled with peat and alluvium. The diamict ends here, where a deposit of coarse outwash gravels begin and extends further downstream as a distinct terrace at 3770 - 3760 m. Samples of peat from this site were submitted for radiocarbon dating, the result of which is discussed in the section on chronology below.

Advance 4 and 5: Two younger moraines are present in the Lijunimami valley, at altitudes of *ca* 4200m and *ca* 4540 m. They were not examined in detail during this study but are assumed to represent small-scale readvances or standstills during recession of the Lujunimami glacier from its Advance 3 limit. Since moraines exist in similar relative positions in other valleys, it appears that the climatic signal causing glaciers to stabilise and deposit the Advance 4 and 5 moraines affected the entire massif. Relict rock glacier deposits in some corries may have formed during this interval.

Palaeolake Features

At Challapata Antiguo the moraine deposit of Advance 3 terminates at a prominent terrace of outwash gravels. The ice-proximal limit of this feature borders the moraine for about 1000 m and its even surface slopes towards the altiplano with a gradient estimated (clinometer) to be less than 0.5°. After about 500-600 m, the terrace surface steepens over a few tens of metres at *ca* 3760 m altitude before declining with a gradient of 1-2° to its terminus at *ca* 3740 m. A stream cut in the south side of the terrace shows that it is underlain by at least 10 m of sediment. As there is no continuous vertical section, the stratigraphy illustrated in Figure 3 is composite, summarising the principal sedimentary units observed at the southern and northern edges.

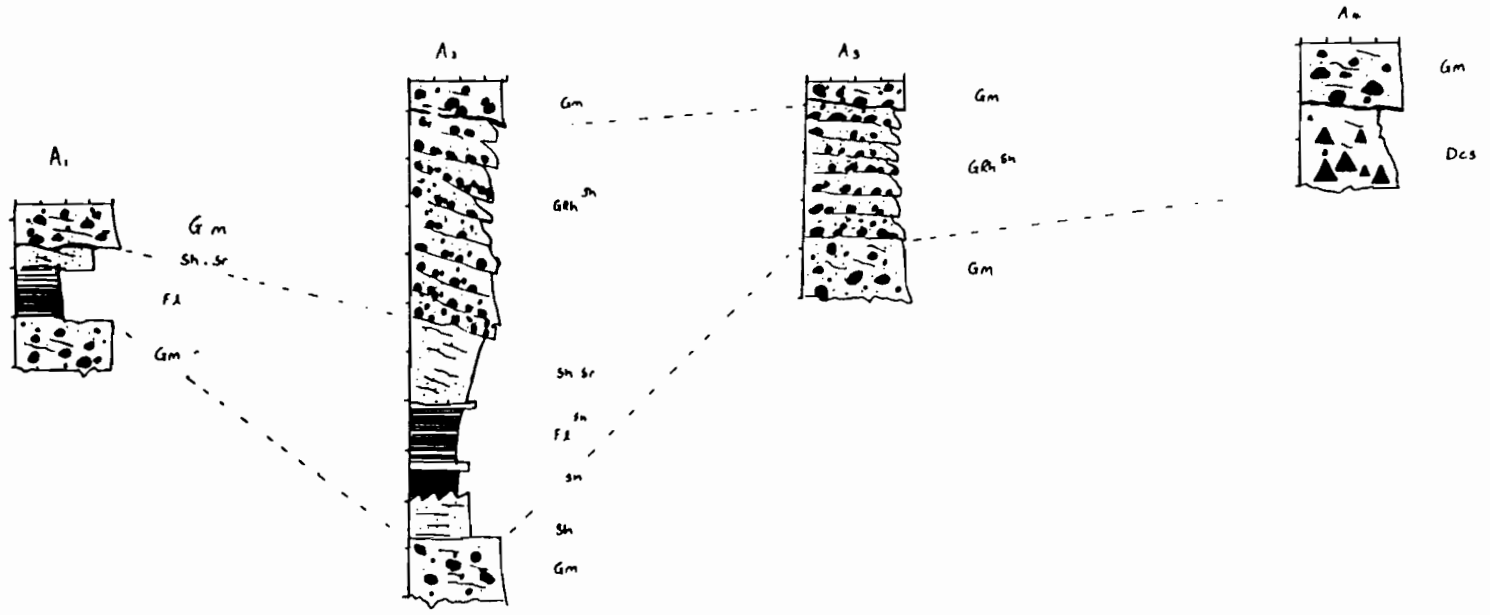
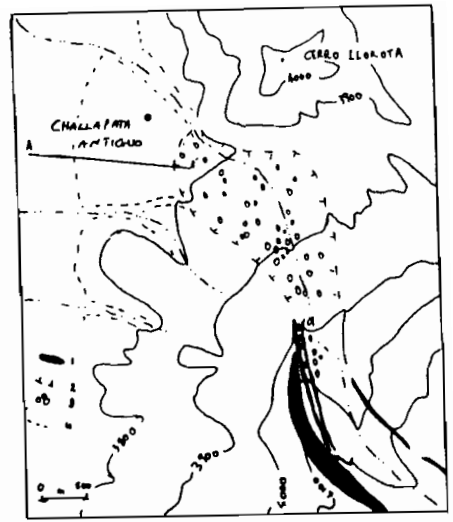
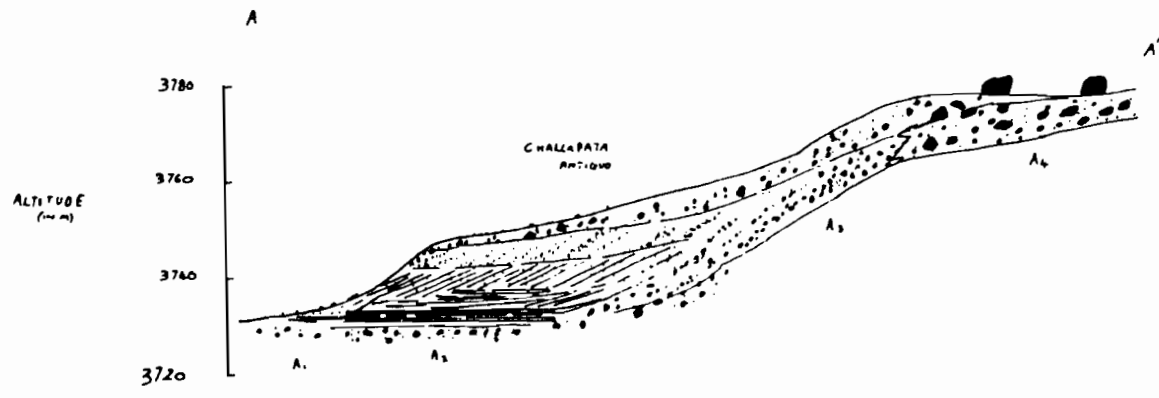


Figure 3 Lithofacies logs and diagrammatic sketch of lithostratigraphy in Challapata Antiguo delta. 1, Moraine ridge 2, Distinct drift limit 3, Glacially transported boulders 4, limit of delta sediments. (Facies codes follow Miall, 1978).

The sediments underlying the terrace appear to be outwash sands and gravels deposited at the edge of a lake. Fossilised reeds in some sandy layers, and 2-3m of well laminated clay and silt below the gravels, suggest that sedimentation into a lake controlled the build-up of this deposit to form a delta sloping from 3740 - 3730 m altitude. After deposition of a basal unit of coarse gravels and cobbles, presumed to be outwash from the expanded Lijunimami glacier, a rise in lake level is indicated by the overlying laminated clay and silt. The laminated deposits and low angle bedded sands indicate a low energy environment with rhythmic sedimentation. These are overlain by a prograding sequence of medium-angle coarse sands and gravels, suggesting an increase in sediment input to a deltaic environment. This increase may reflect an advancing glacier margin as it forms part of a sediment-assemblage continuum that extends in sequence up-delta; alternatively, the coarser deposits could indicate the onset of rapid glacier recession. The top of this delta sequence is composed of poorly sorted gravels and cobbles. These are stratified with cut-and-fill features and suggest an extension of the glacio-fluvial outwash plain across the delta system. The delta-terrace became dissected as lake level and sediment input fell.

Glacier-Palaeolake relationships

Direct stratigraphic relationships between morainic and lacustrine deposits are uncertain as sections showing such links have not been found. However, a sediment-landform assemblage indicates a continuum of ice-marginal deposition extending from a palaeo-glacier margin at 3770 m to an glacio-fluvial outwash surface at 3760 m, and across a delta surface declining from 3740 m. Vertical logs of lithofacies through the delta indicate the sequence of depositional environments.

DISCUSSION

Glacial Chronology

The task of establishing a chronology of glacier fluctuations in Bolivia is in its infancy, and few constraining dates are available. Radiocarbon dated sediments from basins within glacial valleys in the Eastern Cordillera suggest that the most extensive advance of the last glaciation occurred before 20,000 yr BP (Seltzer, 1992). Regional correlation of moraine size, morphological freshness and weathering characteristic on boulders suggest that the moraines of Advance 2 at Cerro Azanaques correspond to this advance, potentially that of Choqueyapu 1 (Servant, 1977), although no dates are available.

Seltzer also inferred from the ages of basal sediments in bogs within 'fresh' morainic arcs, and by analogy with moraine dates in Peru (Mercer & Palacios, 1978) that the latest advance of the last glaciation occurred between 14,000 - 12,000 yr BP. The present study obtained radiocarbon dates from peat layers interbedded with sediments of glacial origin at site on Cerro Azanaques. At this site the basal age of peat into which glacial boulders have been bulldozed is $14,015 \pm 95$ yr BP, while the top of a peat layer is 13,300 yr BP. This suggests that the Lijunimami glacier culminated its most extensive last glaciation advance soon after *ca* 13,300 yr BP.

Palaeolake chronology

Samples of gastropod shells and algal crust taken in the course of this study are currently being analysed prior to submitting them for radiocarbon dating and Uranium-series techniques. Results are not expected for at least a further 6 months. However, a skeletal framework of

radiocarbon dates obtained by previous workers in the area helps constrain the age of at least two main phases of palaeolake development.

The pioneer work by Servant & Fontes (1978) concluded that palaeolake Minchin rose to an altitude of 3720 m in the southern altiplano sometime between *ca* 27,500 - 26,300 yr BP, although it had reached a level of 3760 m previously. In the course of the present study, a sample of algal crust forming the surface layer of a sequence of interbedded crusts, shelly sands and tephros, was collected from a roadside site at an altitude of 3760 m, 20 km southwest of Toledo. An AMS determination of $31,195 \pm 555$ yr BP was obtained from a gastropod shell. This suggests that the Minchin series of palaeolake levels had begun by at least 31,000 yr ago.

The Servant & Fontes study also obtained radiocarbon dates for the younger 'Tauca' phase. Around the Coipasa and Poopo basins Tauca levels at 3720 m and 3660 m were dated to the intervals *ca* 12,360 - 10,340 yrs BP and 10,380 - 10,020 yr BP respectively. In a separate basin, studied by Servant Vildray and Mello e Sousa (1993) concluded that palaeolake Tauca began to develop after *ca* 14,590 yr BP. Bills *et al.*, (1994) obtained two dates of 13,790 yr BP from gastropod shells collected from sediments at the highest palaeolake level in the Uyuni basin, measured at 3,772 - 3,784 m. This correlates with evidence of a palaeolake highstand at 3740 m on the lower slopes of Cerro Azanaques. The lithostratigraphic continuum of glacially deposited sediments at/ or close to the palaeolake margin suggest that the palaeolake was in existence *ca* 13,300 yr BP, at the culmination of glacier advance 3. A date of 14,015 yr BP on the basal peat (site CA3) would indicate significant climatic change, and equate to increasing moisture on the altiplano.

In summary, it seems that a palaeolake high stand of the Minchin phase has occurred by 31,000 yr BP. Whether or not a substantial palaeolake had formed earlier is not known, but it seems that the basin may have contained water until at least *ca* 26,000 yr BP with possible fluctuations in surface level. All the basins in the southern altiplano may have become dry during the coldest and driest interval of the last global glaciation maximum (LGM) at *ca* 22,000 - 15,000 yr BP (Clapperton, 1993b). That more humid conditions returned by *ca* 14,000 yr BP is suggested by reformation of a lake in the Uyuni basin and by development of peat beds on the lower slopes of Cerro Azanaques. This led not only to the filling up of the altiplano with the Tauca palaeolake, possibly to a level similar to that of the Minchin phase, but also to an extensive advance of glaciers in the adjacent mountains. The interval lasted until *ca* 10,000 yr BP, and was characterised by fluctuations in both lake level and glacier position.

SUMMARY CONCLUSIONS

The main aim of this preliminary study was to reconstruct glacier advances and palaeolake highstands in the southern altiplano, and investigate whether or not they were coeval at the end of the last glacial cycle, and from this, to make palaeoclimatic inferences. Evidence from the Cerro Azanaques field site discussed above suggests the following:

1. Most massifs rising above *ca* 4500 m in the Cordillera Oriental, such as Cerro Azanaques, were extensively glaciated during the last glacial cycle. Regional correlation of weathering characteristics and the scale of glacial erosion of the oldest glacial stage (advance 1) suggest that large pedimont glacier ice descended from the Azanaques massif prior to the LGM.
2. The next two advances identified on Cerro Azanaques (advance 2 and 3) saw glaciers from the largest catchments descending to altitudes at or below the levels reached by palaeolakes

- during the Minchin and Tauca phases. Advance 2 is tentatively correlated with the Choqueyapu 1 glaciation identified by previous authors (Dobrovolny, 1962; Servant, 1977).
3. The culmination of the Lijunimami glacier Advance 3 has been radiocarbon dated to 13,300 yr BP. The presence of two lateral moraines associated with this advance, suggest at least one significant glacier fluctuation during this stage.
 4. The Lijunimami glacier terminated close to the highstand of an early palaeolake "Tauca" highstand, depositing a fan-delta sequence of sediments into the lake at 3740 m. The stratigraphic relationships between these sediments indicate that the glacier and palaeolakes expanded synchronously, although may have reached their maximal extents at different times.
 5. The synchrony of palaeolakes and glacier fluctuations would suggest these proxy indicators were responding to climatic forcing and were not simply a result of deglaciation in the Cordilleras.

Acknowledgments - We thank J.Argollo, C.Marden and D.I.Benn for stimulating field discussion. Funding for this research was provided by University of Aberdeen Research Grant and the Carnegie trust. Logistical support was given by Mintec.

REFERENCES

- Bils, G.B., de Silva, S.L., Currey, D.R., Emenger, R.S., Lillquist, K.D., Donnellan, A., and Worden, B. Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research Letters*, **21**, 293-296.
- Bowman, I. (1914). The results of an expedition to the central Andes. *Bulletin of the American Geographical Society*, **46**, 161 pp.
- Clapperton, C.M., (1993a). *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science, Amsterdam. 779 pp.
- Clapperton C.M., (1993b). Nature of environmental changes in South America at the last glacial maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **101**, 189-208.
- Dobrovolny, E. (1962). Geología del Valle de La Paz. *Boletín del Departamento Nacional de Geología*, **3**: 1-153.
- Hanstenrath, S. and Kurzbach, J. (1985). Late Pleistocene Climate and Water Budget of the South American Altiplano. *Quaternary Research*, **24**, 249-256.
- Mercer, J.H. and Palcios, O. (1977). Radiocarbon datin the last glaciation in Peru. *Geology*, **5**, 600-604.
- Minchin, J. (1882). Notes on a journey through part of the Andean tableland of Bolivia. *Proceeding of the Royal Geographical Society*, **4**, 67.
- Moon, H.P. (1939). the geolog and physiograph of the altiplano of Peru and Bolivia. *Transactions of the Linnean Society, London*, **1**, 27-43.
- Newell, N.D. (1949). Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Memoir*, **36**.
- Seltzer, G.O. (1992). Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, **7**, 87-98.
- Servant, M. (1977). Le cadre stratigraphique du Plio-Quaternaire de l'Altiplano des Andes Tropicales en Bolivie. *Recherches Françaises sur le Quaternaire Bulletin. AFEQ.*, **50**, 324-327.
- Servant, M. and Fontes, J. Ch. (1978). Les lacs Quaternaires des Hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations palaeoclimatiques. *Cahiers de l'ORSOTM, Série Géologique*, **14**, 15-28.
- Servant-Vildary, S. and Melo e Sousa, S.H. (1993). Palaeohydrology of the Quaternary saline Lake Ballivian (southern Bolivian altiplano). *International Journal of Salt Lake Research*, **2**, 69-85.
- Troll, C. (1927). Forschungreisen in den zentralen Anden von Bolivia und Peru. *Patermans Mittelungen*, **73**, 41-43; 218-222.

EVOLUTION PALEOHYDROLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TITICACA AU COURS DE L'HOLOCENE

Ph. MOURGUIART¹, J. ARGOLLO² et D. WIRRMANN³

INTRODUCTION

Depuis quelques années, les études portant sur les reconstructions des paléoniveaux lacustres se sont multipliées dans la zone intertropicale. Classiquement, ces reconstructions s'appuient, soit sur des données géomorphologiques relatives à d'anciennes lignes de rivage, soit sur l'étude des sédiments lacustres. Au niveau de l'Altiplano de Bolivie, les 2 méthodologies ont été utilisées par différents auteurs depuis le début du siècle. Ainsi, les grandes tendances évolutives des lacs de l'Altiplano ont été définies pour le Pléistocène terminal (Steinmann *et al.*, 1904; Bowman, 1909; Servant et Fontes, 1978; Wirrmann *et al.*, 1992). Récemment, un nouvel axe de recherche a été testé sur les environnements lacustres du lac Titicaca au cours de l'Holocène. Il porte sur des reconstructions quantitatives réalisées à partir d'une fonction de transfert Ostracodes / Bathymétrie (Mourguiart et Roux, 1990; Mourguiart *et al.*, 1992; Mourguiart et Carbonel, 1994). Dans cet article, nous nous proposons, à partir de données anciennes et nouvelles, de donner une synthèse de l'évolution du lac Titicaca (lacs Chucuito et Huiñaimarca) depuis 8000 ans BP.

PRESENTATION GENERALE

L'Altiplano est un vaste ensemble andoréique (environ 190 000 km²) situé au coeur des Andes du Pérou, de la Bolivie et du Chili. Du point de vue climatique, c'est un système présentant un fort gradient Nord-Est/Sud-Ouest tant en ce qui concerne la température moyenne annuelle que les précipitations (Roche *et al.*, 1992). La distribution des précipitations (et de l'évaporation) explique, en particulier, que l'on trouve au Nord un grand lac permanent, le lac Titicaca, au centre un lac semi-permanent, le lac Poopó, et, au Sud des grands lacs saisonniers, les salars de Coipasa et de Uyuni. L'hydrosystème dans sa globalité apparaît comme étant très sensible aux variations interannuelles du climat: en 1983, le lac Poopó s'assèche alors qu'en 1986, seulement 3 ans plus tard, le même lac couvre une superficie d'environ 4000 km².

Au cours du Quaternaire, le climat de la Terre a connu une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. L'Altiplano bolivien a gardé, dans ces dépôts sédimentaires, une mémoire de ces oscillations de grande amplitude. Faisant suite aux travaux de Steinmann *et al.* (1904) et de Bowman (1909), Servant et Fontes (1978) ont proposé un modèle d'évolution des grands systèmes lacustres couplé aux variations d'extension des glaciers de la cordillère orientale de Bolivie. Schématiquement, la fin du Quaternaire est marquée par 3 grandes oscillations positives des bilans en eau des lacs tant dans les bassins Nord (lac Titicaca) que dans les bassins Sud (lacs Poopó, Coipasa et Uyuni). Si la plus ancienne, la phase "Ballivian", n'est pas datée, les deux suivantes sont datées de > 27 000 ans BP pour la phase "Minchin" et de 12,5-10,5 ka BP pour la phase "Tauca" (Servant et Fontes, 1978). Pour ces auteurs, ces 3 phases lacustres majeures ont été alimentées par la fonte des glaciers correspondant aux glaciations Sorata, Choqueyapu I et Choqueyapu II, de la plus ancienne à la plus récente.

¹ ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie

² UMSA-IIG, CP 11152, La Paz, Bolivie

³ ORSTOM, BP 1857, Yaoundé, République du Cameroun

Ultérieurement, Hastenrath et Kutzbach (1985), Kessler (1988) et Seltzer (1992) ont remis en question cette hypothèse. En effet, selon ces auteurs, la fonte seule des glaciers ne peut être responsable de la création des immenses lacs Minchin et Tauca (63 000 km² et 43 000 km², respectivement, selon Hastenrath et Kutzbach, *op. cit.*). Leur affirmation est basée sur un calcul approché du volume de glaces, et par conséquent d'eaux, stocké dans les glaciers au maximum de leur avancée. L'apport majeur en eau correspondrait à une phase climatique humide ayant entraîné une augmentation des précipitations de l'ordre de 30% par rapport aux valeurs actuelles.

En revanche, les auteurs précédemment cités n'ont pas abordé les reconstitutions paléohydrologiques à l'Holocène. Des études sédimentologiques réalisées sur des carottes prélevées dans le lac Titicaca ont montré que l'Holocène était caractérisé par des niveaux lacustres inférieurs au niveau du plan d'eau actuel (Wirrmann et Oliveira Almeida, 1987; Wirrmann *et al.*, 1988, 1992). Dans le nord chilien, cette longue phase sèche a également été repérée (Messerli *et al.*, 1991; Grosjean, 1994).

Dans le présent article, nous nous proposons de faire le point sur les derniers résultats paléohydrologiques obtenus sur le lac Titicaca. Les reconstitutions proposées s'appuient sur des données établies à partir d'une fonction de transfert Ostracodes / Bathymétrie. Elles concernent 3 carottages prélevés dans les 3 grandes unités morphologiques du lac Titicaca: le lac Chucuito au Nord, le lac Huiñaimarca au Sud avec ses 2 bassins, la fosse de Chua au Nord-Est et la cuvette de Guaqui-Taraco au Sud-Ouest (Fig. 1).

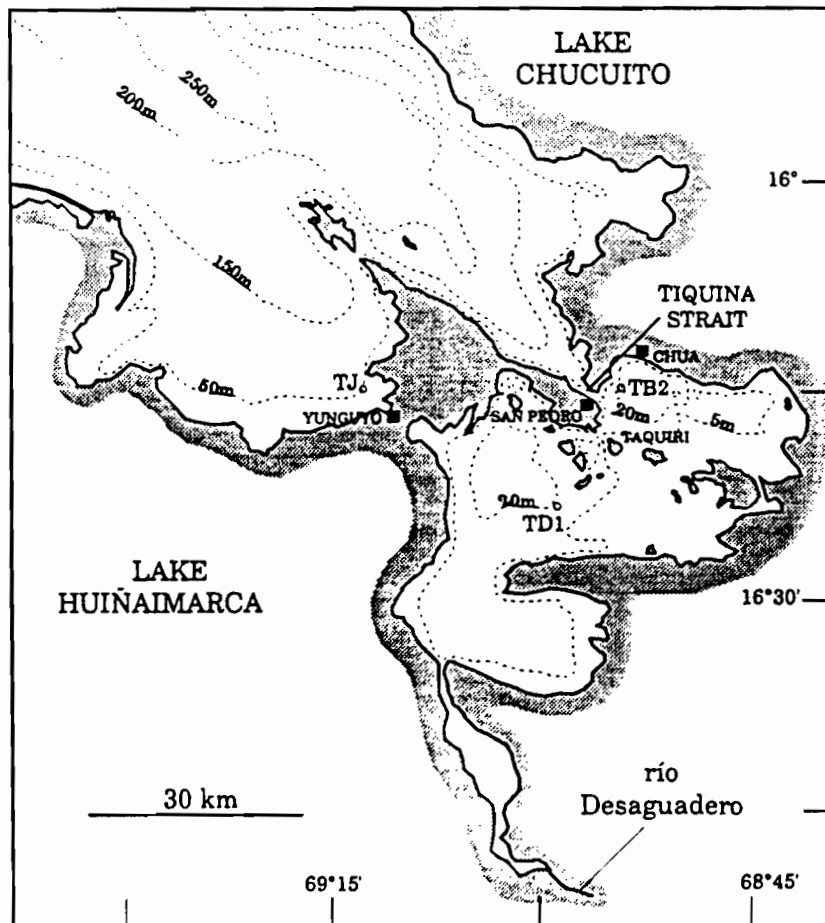


Fig. 1: Sites de carottage sur le lac Titicaca

LA FONCTION DE TRANSFERT OSTRACODES / BATHYMETRIE

Les faunes

Dans le lac Titicaca, les ostracodes benthiques et épiphytes ont une répartition très étroitement corrélée à la profondeur d'eau (Mourguiart, 1987; Mourguiart et Roux, 1990; Mourguiart et Carbonel, 1994). Cela s'explique, non seulement, par une couverture macrophytale dépendante de la hauteur d'eau (Collot *et al.*, 1983), mais aussi, par des niveaux d'énergie (donc par des natures de substrat variables), des taux d'oxygénation à l'interface eau-sédiment et des ressources alimentaires liés à ce même paramètre bathymétrique (Fig. 2).

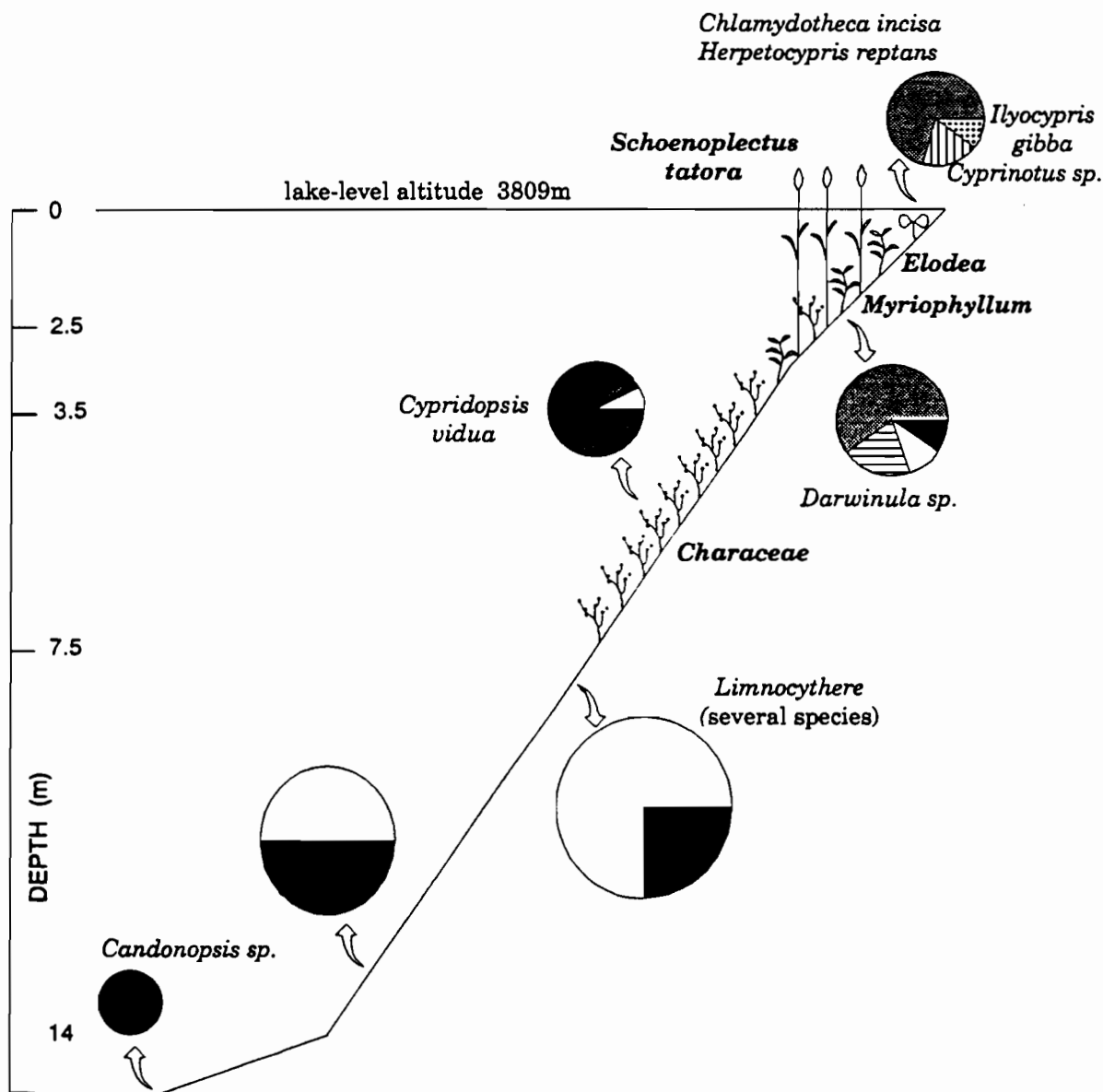


Fig. 2: Répartition bathymétrique des faunes d'ostracodes dans le lac Huiñaimarca

Des différences au niveau de la zonation bathymétrique des peuplements d'ostracodes existent entre le lac Huiñaimarca (bassin sud du lac Titicaca) et le lac Chucuito (bassin nord). Cela s'explique par des différences au niveau de la transparence des eaux entre les 2 bassins. Les eaux du lac Chucuito, plus claires, autorisent une colonisation plus profonde par les macrophytes et en particulier par les characées (Iltis et Mourguiart, 1992). Les associations d'ostracodes sont de ce fait décalées vers le bas par rapport à celles rencontrées dans le lac Huiñaimarca (Mourguiart, 1992). Les analyses statistiques effectuées sur les faunes d'ostracodes prennent en compte ces différences entre bassins.

Une analyse factorielle des correspondances (AFC) a été effectuée sur une base de 115 échantillons actuels renfermant au moins une espèce d'ostracodes. La répartition spatiale de cette référence est donnée par ailleurs (Mourguiart et Roux, 1990; Mourguiart et Carbonel, 1994). Cette base de données constitue un tableau de 28 lignes ou espèces et 17 colonnes ou classes environnementales. Ce fichier est soumis à une AFC après adjonction de deux tableaux supplémentaires traités en éléments passifs (*sensu* Benzécri, 1973) contenant l'ensemble des relevés faunistiques actuels (115 échantillons) et fossiles (nombre variable, égal à celui des échantillons prélevés dans chaque carottage et comportant au moins une espèce d'ostracode). Ce traitement statistique permet d'obtenir non seulement les coordonnées factorielles des classes environnementales dans un système d'axes à n dimensions mais aussi celles des échantillons actuels et fossiles dans le même espace vectoriel. Ce système de représentation est particulièrement commode. En effet, il permet de visualiser instantanément la position des échantillons fossiles par rapport aux relevés actuels ou, en d'autres termes, de vérifier l'existence, pour chaque association faunique fossilisée, d'au moins un analogue actuel. A titre d'illustration, nous donnons sur la figure 3 une projection dans le plan des deux premiers axes des assemblages actuels (Fig. 3a) et fossiles (Fig. 3b).

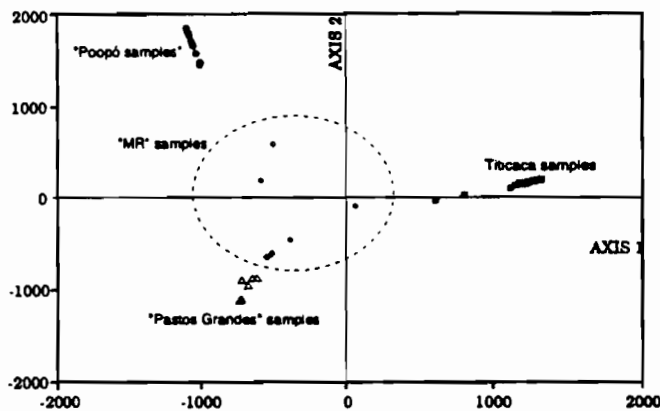
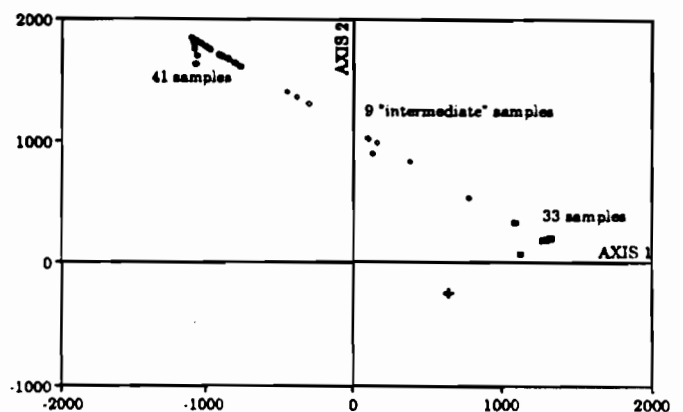


Fig. 3a: Projection sur les deux premiers axes de l'AFC des échantillons actuels.

Fig. 3b: Projection sur les deux premiers axes de l'AFC des échantillons de la corotte TD1.



A l'issue de cette AFC, une régression linéaire multiple est effectuée sur le paramètre environnemental pris en compte, ici, la hauteur d'eau (Fig. 4).

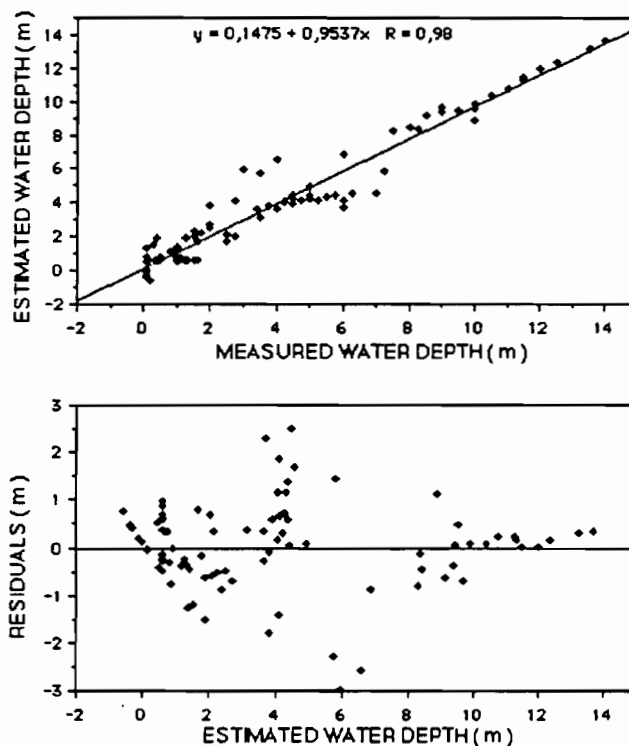


Fig. 4: La régression sur le paramètre profondeur

Les carottages

14 carottes, en majorité constituées de sédiments d'âge holocène, ont été prélevées dans le lac Titicaca à l'aide d'un carottier Mackereth. Trois carottes (TD1, TB2 et TJ) ont été étudiées et ont fait l'objet d'un traitement statistique. Deux sondages (TD1 et TB2) ont atteint le Pléistocène supérieur. Malheureusement, les sédiments les plus anciens ne renferment pas d'ostracodes. La plupart des espèces fossiles rencontrées vivent actuellement, soit dans le lac Titicaca lui-même, soit dans d'autres environnements lacustres comme le lac Poopó ou les innombrables lagunes jalonnant l'Altiplano bolivien (Mourguiart, 1987; Mourguiart et Roux, 1990; Mourguiart et Carbonel, 1994). Les 3 carottes ont été récoltées en 1983 dans les lacs Huiñaimarca et Chucuito dans leur partie bolivienne. La carotte TD1, longue de 5.50 m, a été prélevée à 19 m de profondeur au centre de la cuvette ouest ($16^{\circ}20'00''S$ et $68^{\circ}57'45''W$) du Petit Lac Titicaca (Fig.1). Seuls les 155 cm supérieurs contiennent des ostracodes (Mourguiart *et al.*, 1992). La carotte TB2 est longue de 481 cm mais seuls les 266cm supérieurs renferment des ostracodes. Elle a été prélevée au centre de la fosse de Chua ($16^{\circ}12'18''S$ et $68^{\circ}46'36''W$) par 39 m de hauteur d'eau (Fig. 1). La carotte TJ, longue de 4.06 m, a été prélevée par 50 m de hauteur d'eau dans la baie de Yunguyo ($16^{\circ}12'30''S$ et $69^{\circ}07'00''W$) au Sud-Ouest du Grand Lac Titicaca (Fig.1). Le sédiment, de type organo-carbonaté légèrement détritique, renferme une ostracofaune riche et diversifiée (Mourguiart, 1987) à l'exception des 12 cm les plus profonds (niveaux 406-394 cm) constitués d'un dépôt de gypse puis d'une passée sableuse et enfin d'un lit de spicules d'éponges.

La chronologie de ces trois sondages a été réalisée à partir de datations ^{14}C : 2 sur TD1 et 8 sur TJ et 3 sur TB2 (Tableau).

age ^{14}C	matériel daté	échantillon	sondage	n° laboratoire
4165 ± 75	C.O.T.	88-89 cm	TD1	Beta-32216
8100 ± 280	carbonates	157-158	(-19m)	Orsay
3870 ± 80	carbonates	20-21	TJ	Beta-32221
3930 ± 490	carbonates	32-39	(-50m)	OBDY-560
5300 ± 50	carbonates	77-83		OBDY-835
5350 ± 40	carbonates	83-90		OBDY-826
5970 ± 70	carbonates	152-157		OBDY-822
5890 ± 45	carbonates	195-200		OBDY-821
6360 ± 70	carbonates	295-300		OBDY-559
7710 ± 180	carbonates	390-393		OBDY-104
1240 ± 150	C.O.T.	107-112	TB2	OBDY-830
3330 ± 550	C.O.T.	172-175	(-39m)	OBDY-828
3840 ± 80	C.O.T.	244-250		OBDY-829

Tableau: Récapitulatif des âges obtenus sur carbonates ou sur le Carbone Organique Total (C.O.T.) pour les sondages TD1, TJ et TB2

RESULTATS

Pour vérifier la validité d'une fonction de transfert et son degré de fiabilité, les outils statistiques sont nombreux mais ont l'inconvénient de faire intervenir seulement les échantillons actuels introduits dans l'AFC en tant que tels (Fig. 4). Aussi, nous avons intégré onze échantillons actuels en tant qu'éléments passifs. La régression a donné pour dix d'entre eux une valeur inférieure à l'erreur standard sur le paramètre profondeur. Cependant ces tests ne rendent pas compte de l'applicabilité de la fonction de transfert à des faunes fossiles.

Un moyen de vérification indirect nous est fourni en comparant les résultats de plusieurs carottages. C'est ce que nous avons réalisé en introduisant dans l'AFC les faunes fossiles des 3 carottes TD1, TB2 et TJ (Fig. 5).

La comparaison des évolutions paléobathymétriques établies pour les 3 carottes indique clairement que les 3 grands bassins du lac Titicaca ont fonctionné de manière indépendante durant la quasi-totalité de l'Holocène (Mourguiart et Roux, 1990). Malgré cette difficulté, il est possible de mettre en parallèle les grandes tendances propres à chaque enregistrement. On remarque tout de suite qu'il y a convergence en plusieurs points et que la fonction de transfert autorise des corrélations. Par exemple, l'abrupte remontée des plans d'eau autour de 3900 ans BP est repérée au niveau des 3 séries mais aussi dans d'autres carottes comme la TE (Mourguiart *et al.*, 1992) et TG1 ou TH (données non publiées). Il en est de même de la phase sèche d'environ 2300 ans BP qui se traduit en terme de paléohydrologie par un très fort recul des plans d'eau, recul enregistré dans les carottes TD1 et TJ. Ces 2 enregistrements indiquent aussi une amélioration des bilans en eau autour de 8000 - 7500 ans BP.

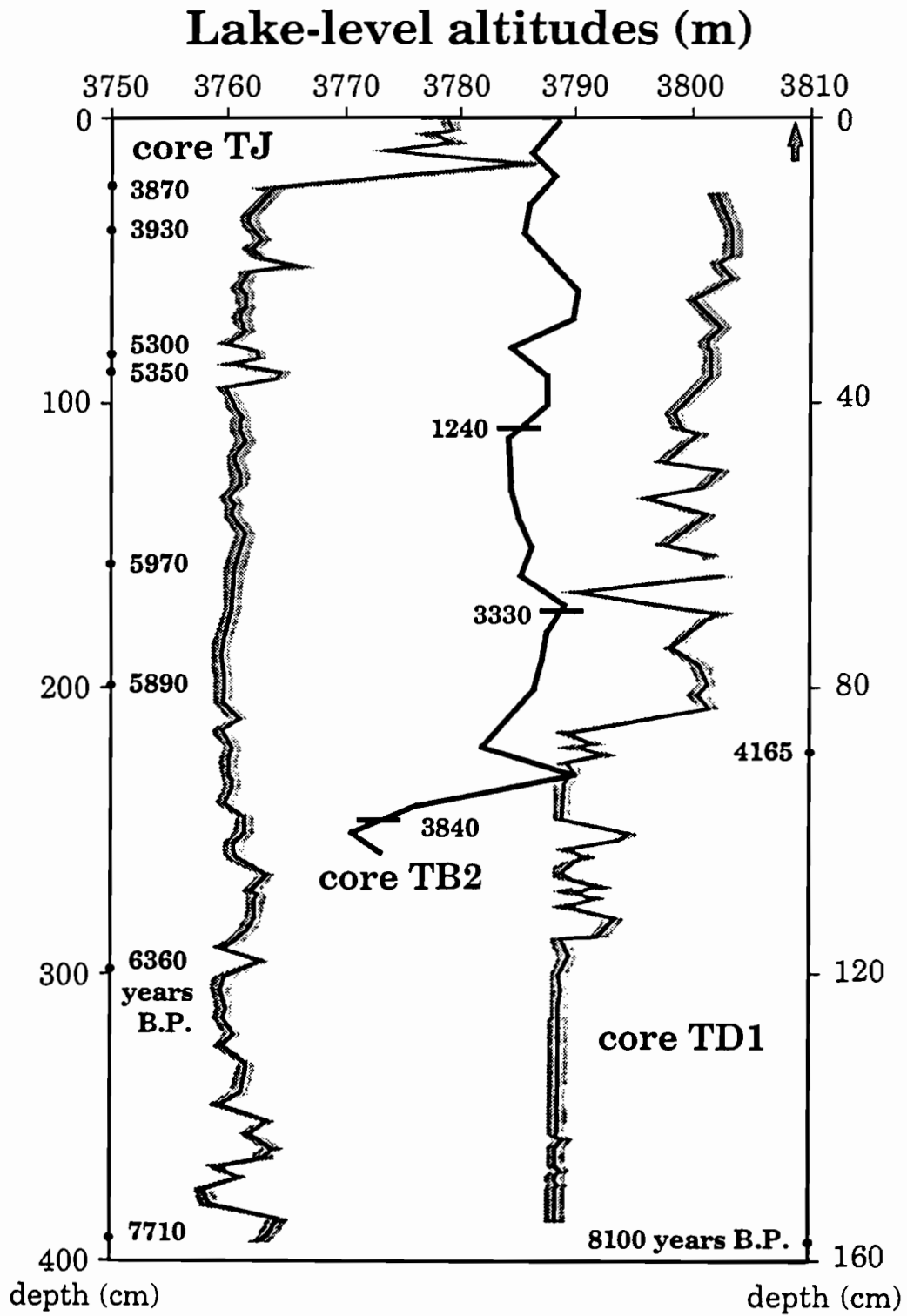


Fig. 5: Evolution paléobathymétrique des trois carottes TJ, TB2 et TD1 reconstruite par la fonction de transfert ostracodes bathymétrie

CONCLUSION

Une fonction de transfert a été développée à partir des faunes d'ostracodes rencontrées sur l'Altiplano bolivien. Il est possible de reconstruire avec précision l'évolution paléobathymétrique d'un système lacustre tel que le lac Titicaca au cours de l'Holocène. L'introduction, dans l'analyse factorielle des correspondances, de plusieurs carottes prélevées dans ce dernier milieu nous a permis de mettre en évidence une évolution complexe, essentiellement marquée par des niveaux de plans d'eau inférieurs à l'actuel. Nos données confirment l'occurrence de la phase climatique sèche de l'Holocène.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGOLLO, J., GOUZE, Ph., SALIEGE, J. F. & SERVANT, M. 1987. Fluctuations des glaciers de Bolivie au Quaternaire récent. *Géodynamique*, 2 (2), 103-104.
- BILLS, B.G., de SILVA, S.L., CURREY, D.R., EMENGER, R.S., LILLQUIST, K.D., DONNELLAN, A. & WORDEN, B. 1994. Hydro-isostatic deflection and tectonic tilting in the central Andes: Initial results of a GPS survey of Lake Minchin shorelines. *Geophysical Research Letters*, 21 (4), 293-296.
- BOULANGE, B., VARGAS, C. & RODRIGO, L. A. 1981. La sédimentation actuelle dans le lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 14 (4), 299-309.
- BOWMAN, I. 1909. The physiography of the Central Andes. *Amer. Journ. Sci.*, 4 (28), 373-402.
- CARMOUZE, J.P., ARZE, C. & QUINTANILLA, J. 1978. Circulación de materia (agua - sales disueltas) através del sistema fluvio-lacustre del Altiplano: la regulación hídrica é hidroquímica de los lagos Titicaca y Poopó). *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 10 (1), 49-68.
- CLAPPERTON, C.M. 1993a. *The Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, Amsterdam.
- CLAPPERTON, C.M. 1993b. Glacier readvance in the Andes at 12 500-10 000 yr BP: implications for mechanism of Late-glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, 8 (3), 197-215.
- COLLOT, D., KORIYAMA, F. & GARCIA, E. 1983. Répartitions, biomasses et productions des macrophytes du lac Titicaca. *Rev. Hydrobiol. trop.*, 16 (3), 241-261.
- CURTIS, J.H., HODELL, D.A., BRENNER, M. & BINFORD, M.W. 1993. Little Ice Age Recorded in Sediments from Lake Titicaca, Bolivia. *Eos*, Fall meeting, 118-119.
- FRANCOU, B., MOURGUIART, Ph. & FOURNIER, M. 1995. Phase d'avancée des glaciers au Dryas récent dans les Andes du Pérou. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, série IIa, 593-599.
- GOUZE, Ph., ARGOLLO, J., SALIEGE, J. F. & SERVANT, M. 1986. Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes. *C. R. Acad. Sc. Paris, Série II*, 303 (3), 219-224.
- GROSJEAN, M. 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejía (north Chilean Altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 89-100.
- HASTENRATH, S. & KUTZBACH, J. 1985. Late Pleistocene climate and water budget of the South American altiplano. *Quaternary Research*, 24, 249-256.
- ILTIS, A. & MOURGUIART, Ph. 1992. Higher plants: Distribution and biomass. In: C. Dejoux & A. Ilitis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, 68, 241-252, Kluwer Academic Publishers.
- KESSLER, A. 1988. Die Schwankungen des Wasserhaushaltes de südamerikanischen Altiplano and las Weltklima. *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover*, 139-159
- LAVENU, A. 1992. Formation and geological evolution. In: C. Dejoux & A. Ilitis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, 68, 3-15, Kluwer Academic Publishers.
- LAVENU, A., FORNARI, M. & SEBRIER, M. 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 14 (1), 103-114.
- MOURGUIART Ph & CARBONEL P. 1994 - A quantitative method of palaeolake-level reconstructions using ostracod assemblages: an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia*, 288: 183-193.

- MOURGUIART, Ph. & ROUX, M. 1990. Une approche nouvelle du problème posé par les reconstructions des paléoniveaux lacustres: utilisation d'une fonction de transfert basée sur les faunes d'ostracodes. *Géodynamique*, **5** (2), 151-165.
- MOURGUIART, Ph., WIRRMANN, D., FOURNIER, M. & SERVANT, M. 1992. Reconstruction quantitative des niveaux du petit lac Titicaca au cours de l'Holocène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, Série II, 875-880.
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. & SARAVIA, R. 1995. Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, **165**, 221-234.
- ROCHE, M. A., BOURGES, J., CORTES, J. & MATTOS, R. 1992. Climatology and hydrology of the Lake Titicaca basin. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, **68**, 63-88, Kluwer Academic Publishers.
- RODRIGO, L. A. & WIRRMANN, D. 1992. General aspects of present-day sedimentation. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, **68**, 23-28, Kluwer Academic Publishers.
- SELTZER, G. O. 1992. Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, **7**, 87-98.
- SELTZER, G. O. 1994. A lacustrine record of Late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, **23**, 105-111.
- SERVANT, M. & FONTES, J. Ch. 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes Premières interprétations paléoclimatiques. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, **10** (1), 9-23.
- SERVANT, M. & FONTES, J. Ch. 1984. Les basses terrasses fluviales du quaternaire récent des Andes boliviennes. Datations par le ^{14}C . Interprétation paléoclimatique. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, **14** (1), 15-28.
- SERVANT, M., FOURNIER, M., ARGOLLO, J., SERVANT-VILDARY, S., SYLVESTRE, F., WIRRMANN, D. & YBERT, J.P. 1995. La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après l'étude des variations des niveaux lacustres et des fluctuations glaciaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, série IIa, 729-739.
- STEINMANN, G., HOK, H. & BISTRAM, A. 1904. Zür Geologie des suedestland Bolivien. *Zbl. Miner.*, **5**, 1-4.
- TALJAARD, J.J. 1972. Synoptic meteorology of the southern hemisphere. In: *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Newton, C.W. (ed.), *Meteorol. Monogr.*, **13**, 139-213.
- THOMPSON, L.G., MOSLEY-THOMPSON, E.P., DANSGAARD, W. & GROOTES, P.M. 1986. The "Little Ice Age" as recorded in the stratigraphy of the Quelccaya ice cap. *Science*, **234**, 361-364.
- WIRRMANN D. & MOURGUIART Ph. (in press). Late Quaternary spatio-temporal limnological variations in the Altiplano (South America). *Quaternary Research* (1995).
- WIRRMANN, D., MOURGUIART, Ph. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L. F. 1988. Holocene sedimentology and ostracodes repartition in Lake Titicaca. Paleohydrological interpretations. In: Rabassa, J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **6**, 89-127, Balkema, Rotterdam.
- WIRRMANN, D. & de OLIVEIRA ALMEIDA, L. F. 1987. Low Holocene level (7700 to 3650 years ago) of Lake Titicaca (Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **59**, 315-323.
- WIRRMANN, D., YBERT, J.P. & MOURGUIART, Ph. 1992. A 20,000 years paleohydrological record from Lake Titicaca. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, **68**, 40-48, Kluwer Academic Publishers.
- YBERT, J. P. 1992. Ancient lake environments as deduced from pollen analysis. In: C. Dejoux & A. Iltis (eds.), *Lake Titicaca. A synthesis of Limnological Knowledge, Monogr. Biol.*, **68**, 49-60, Kluwer Academic Publishers.

HOLOCENE ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE ATACAMA ALTIPLANO AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS

M. GROSJEAN¹, C. AMMANN¹, M.A. GEYH², K. GRAF³, B. JENNY¹, K. KAMMER¹, B. MESSERLI¹, H. SCHREIER⁴, U. SCHOTTERER⁵, A. SCHWALB⁶, B. VALERO⁶ and M. VUILLE¹

Abstract - Strengthened summer monsoon brought tropical/continental moisture as far south as 25°S during late-glacial and early Holocene times. Precipitation rates in the Altiplano of the western Andes (24°S) increased to 500 mm/yr compared to <200 mm/yr today. There is evidence of dramatically decreasing lake levels between 8400 and about 3000 yr B.P., and conditions even drier than those today were established. This arid period was interrupted by low-frequency but heavy storms, possibly related to tropical air masses or triggered by cut-off events from the westerlies. The monsoon precipitation belt advanced once again in several stages to its current position (200 mm/yr isohyeta at 24°S) around 3000 B.P.

The reasons for these changes are not known: the variable circulation in the E-Pacific, teleconnections to the northern hemisphere, environmental changes in the source area of the moisture (i.e. tropical continent), or internal forcing due to changes in the radiation budget of the Altiplano are considered as possible explanations.

Resumen - En el tardiglacial/Holoceno temprano, el intensificado Invierno Boliviano traía humedad tropical/continental hasta 25°S. La lluvia en el Altiplano de los Andes del Oeste (24°S) aumentó a 500 mm/a en comparación con >200 mm/a en tiempos presentes. Hay evidencias de que hubo una disminución de los niveles de los lagos entre 8400 y aprox. 3000 yr B.P. por razón de condiciones más secas que en presente. Este período fue interrumpido por temporales tropicales poco frecuentes pero muy intensos. La zona de lluvia tropical volvió a avanzar en varios pasos hasta la posición actual (200 mm/a isohyeta a 24°S) en los años 3000 B.P. aproximadamente. Las razones de estos cambios no se conocen: se toma en consideración la circulación variable en el Pacífico del Este, las teleconexiones hacia el hemisferio del norte, cambios ambientales en la zona del origen del vapor de agua, o una activación interna a causa de cambios en el presupuesto de radiación en el Altiplano.

¹ Departamento of Physical Geography, University of Bern, 12 Hallerstrasse, CH-3012 Bern.

² State Geological Survey Lower Saxony, Hannover-Buchholz, D-3000 Hannover-Buchholz, D-3000 Hannover 51.

³ Department of Geography, University of Zürich, CH-8057 Zürich.

⁴ Resource Management Science, University of British Columbia, Vancouver BC V6T 1Z3, Canada.

⁵ Department of Environmental Physics, University of Bern, CH-3012 Bern.

⁶ Limnological Research Center, University of Minnesota, Minneapolis MN 55455, USA.

MODERN AND LAST GLACIAL MAXIMUM SNOWLINE IN PERU AND BOLIVIA: IMPLICATIONS FOR REGIONAL CLIMATIC CHANGE

A. G. KLEIN¹, B. L. ISACKS¹ and A. L. BLOOM¹

Abstract - Detailed mapping of the modern and Last Glacial Maximum (LGM) snowline in the Central Andes (5°-23° S) is underway using remote sensing techniques and geographical information system technologies. The general configuration of the snowline during the LGM was similar to present with the snowline rising east to west in response to decreasing precipitation. LGM Snowline depression in the region deviates considerably from the uniform 1000 m depression often assumed for low latitudes. A snowline depression model (Kuhn 1981) is used to investigate the temperature and precipitation changes necessary to cause the observed LGM snowline depression. Increasing precipitation is required to explain a portion of the observed 800-1200 m depression in the western Cordillera. Snowline depression of ≥ 1200 m along the eastern Andean slopes is the best proxy for the temperature depression experienced in the region and can be explained by a temperature depression of approximately 7.5 °C.

Resumen - Se está realizando un mapeo detallado del nivel de nieve actual y durante el último máximo glacial (UGM) en los Andes Centrales (5°-23° S) utilizando técnicas de teledetección del medio ambiente y tecnologías de sistemas de información geográfica (SIG). La configuración general del nivel de nieve durante el UGM era similar al presente con un aumento del nivel hacia el oeste en respuesta a una disminución en la precipitación. Durante el UGM la depresión del nivel de nieve en la región difería considerablemente de la depresión uniforme de 1000 m de espesor que se asume generalmente en bajas latitudes. Un modelo de depresión del nivel de nieve (Kuhn 1981) es utilizado para investigar los cambios de temperatura y precipitación necesarios para producir la depresión observada en el nivel de nieve durante el UGM. Se requiere un aumento en la precipitación para explicar parte de los 800-1200 m observados de depresión en la Cordillera occidental. Una depresión en el nivel de nieve de mas de 1200 m a lo largo del flanco oriental de la Cordillera Andina e la mejor indicación de una disminución en la temperatura en la región y puede explicarse con una disminución de 7.5 °C aproximadamente.

INTRODUCTION

The geomorphology and stratigraphy of the Central Andes records at least two major late Pleistocene glacial advances, one of which occurred before 20 ka and the other just prior to deglaciation at 14 ka (Seltzer, 1990 and 1994). These advances left a clear mark on the landscape in the form of cirques, moraines, and U-shaped cross-valley profiles that are well suited for mapping at regional scales using remote sensing techniques. From regional scale mapping it is possible to determine the elevation difference between modern glaciers and those that existed during the late Pleistocene.

This snowline depression can be theoretically linked to climatic perturbations (Kuhn, 1981; Ohmura, 1992) and has been used by numerous authors to infer climatic change in the

¹ Department of Geological Sciences, 2122 Snee Hall, Cornell University, Ithaca, New York, 14853, USA

region. However, most of these studies suffer from two major shortcomings: 1) the limited number snowline observations that form the basis of the paleoclimatic interpretations and 2) extrapolation of results from a single site to the entire region.

We address these shortcomings by presenting a detailed picture of the snowline elevation at present and during the LGM between 5° and 23° S. The compilation is based upon thousands of snowline measurements and was accomplished by combining previously published information (Nogami, 1976; Jordan, 1991; Fox, 1993; Fox and Bloom, 1994) with original mapping of modern and LGM snowlines based on Landsat Thematic Mapper (TM) imagery in a geographical information system (GIS). Coupling this mapping with knowledge of the present atmospheric state and a simple snowline depression model enables us to relate the observed snowline depression to changes in temperature and precipitation.

METHODOLOGY

The foundation of this study is the comprehensive mapping of the present state of perennial snow and glacier cover (Figure 1) and the maximum limit of glacier extent during the late Pleistocene (Figure 2). In order to undertake such comprehensive mapping two simplifying assumptions are necessary. Firstly, we assume all the geomorphic features used to define the past state of glaciation formed contemporaneously during what we refer to as the Last Glacial Maximum or LGM. Secondly, we employ several different methodologies to determine snowline elevation. This necessitates the assumption that all methods yield equivalent snowline elevations. While not strictly true, statistical analysis reveals that the average elevational difference among the various methods on the regional scales of interest here is approximately 200 m. Some 14,000 points were used to define the modern snowline and 21,800 points were used to infer the LGM snowline. Regional snowline maps were constructed by averaging elevations within 15' x 15' cells to eliminate local variability. The averaged elevations were then contoured to produce the snowline maps. The procedures used in the snowline compilations are described below.

In Peru the modern snowline was taken as the lower limit of modern snowcover recorded on the Peruvian 1:100,000 map series (Fox 1993, Fox and Bloom 1994). Snowline elevations were recorded every 1-2 km along the lower limit of snowcover. Construction of the regional snowline utilized the mean rather than the minimum in each 15' x 15' cell to minimize the variability caused by the effect of non-permanent snow. In southern Peru, Bolivia, and northern Chile a similar approach was taken utilizing TM imagery rather than topographic maps. Computer classification was used for snowcover determination, allowing an objective assessment of snowcovered areas. We rejected elevations of what appeared to be non-permanent snowcover shown on the satellite imagery. In the eastern Cordilleras of Bolivia, the glacial inventory of Jordan (1991) was also used. Although the Equilibrium Line Altitudes (ELAs) used in Jordan's survey are a different and better estimator of the modern snowline altitude than the lower limit of perennial snowcover used elsewhere, the average elevational difference between the two methods was small (159 m) in areas where both measurements were made.

As with the modern snowline, two methodologies were employed to determine the LGM snowline in the Central Andes. In Peru, where comprehensive TM coverage was not available, cirque floor altitudes were used as an approximation of the regional snowline (Fox, 1993; Fox, and Bloom, 1994).

In Bolivia and Chile where TM coverage was available, the former extent of each glacier was mapped using the position of a terminal moraine or in a few valleys, an abrupt change in

valley form. To calculate a snowline altitude we determined the toe (minimum) and headwall (maximum) elevation for each glacier. The ELA elevation of each glacier is assumed to be 0.45 of the distance between the toe and the headwall (i.e. it has a toe-to-headwall altitude ratio or THAR value of 0.45). The selection of a THAR of 0.45 was based upon analysis of the THARs calculated for the modern glaciers mapped by Jordan (1991). Adjustment of the THAR ratio by 0.10 causes an average elevational change of only 50 m in our dataset.

From the regional snowline elevation of both the modern and LGM snowlines, snowline depression was calculated by simply subtracting the two contoured surfaces. The resulting surface was then smoothed with a low-pass filter to produce the snowline depression map shown in Figure 3.

SNOWLINE OBSERVATIONS

Both the modern and LGM snowlines increase in elevation from east to west across the Andes. The modern snowline rises from 4300-4400 m on the eastern Andes in Bolivia to ≥ 5800 m in southwestern Bolivia. The LGM snowline rises from 3200-3600 m along the eastern slopes in Peru and Bolivia to 4900 m in southwestern Bolivia. A similar gradient has been described previously (Satoh, 1979). Because the modern snowline gradient closely parallels the east to west precipitation decrease, the snowline rise is a response to decreasing precipitation. More importantly, the parallelism between modern and LGM snowline gradients suggests that the precipitation source feeding the glaciers in the Central Andes during the LGM was generally similar to that at present - moisture transported across the Amazon Basin.

Perhaps the most important result from this regional study is that the 1000 m snowline depression often presumed for the tropics during the LGM (Broecker and Denton, 1987) is an oversimplification of the actual depression observed in the Central Andes. For instance, areas in southeastern Peru experienced only 500 m of snowline depression. Snowline depression was greatest along the humid eastern Cordilleras where it consistently equals or exceeds 1200 m. A small region of snowline depressions in excess of 1200 m is also present on the western Cordillera in northern Chile. While certain areas of the Central Andes, in particular the eastern slopes of the Andes, certainly did experience a snowline lowering of approximately 1000 m, this cannot be considered typical for large areas of the Altiplano.

PALEOCLIMATIC INTERPRETATIONS

Changes in snowline elevation between present time and the LGM are the result of a changing glacial mass balance in response to changes in temperature, precipitation and radiation (Kuhn, 1981; Ohmura, 1992). The snowline depression in the Central Andes between the present and the LGM could be due solely to changes in one of these factors, but more likely, was caused by simultaneous changes in all three. We investigate the changes in snowline in the context of the snowline depression model of Kuhn (1981), focusing on the effects of temperature and precipitation perturbations. In this model, snowline depression (Δh) can be calculated as a function of the duration of the ablation season (τ), the latent heat of fusion (L), and perturbations and vertical gradients of temperature (δT_a , $\partial T_a/\partial z$), accumulation (δc , $\partial c/\partial z$) and net radiation (δQ_r , $\partial Q_r/\partial z$).

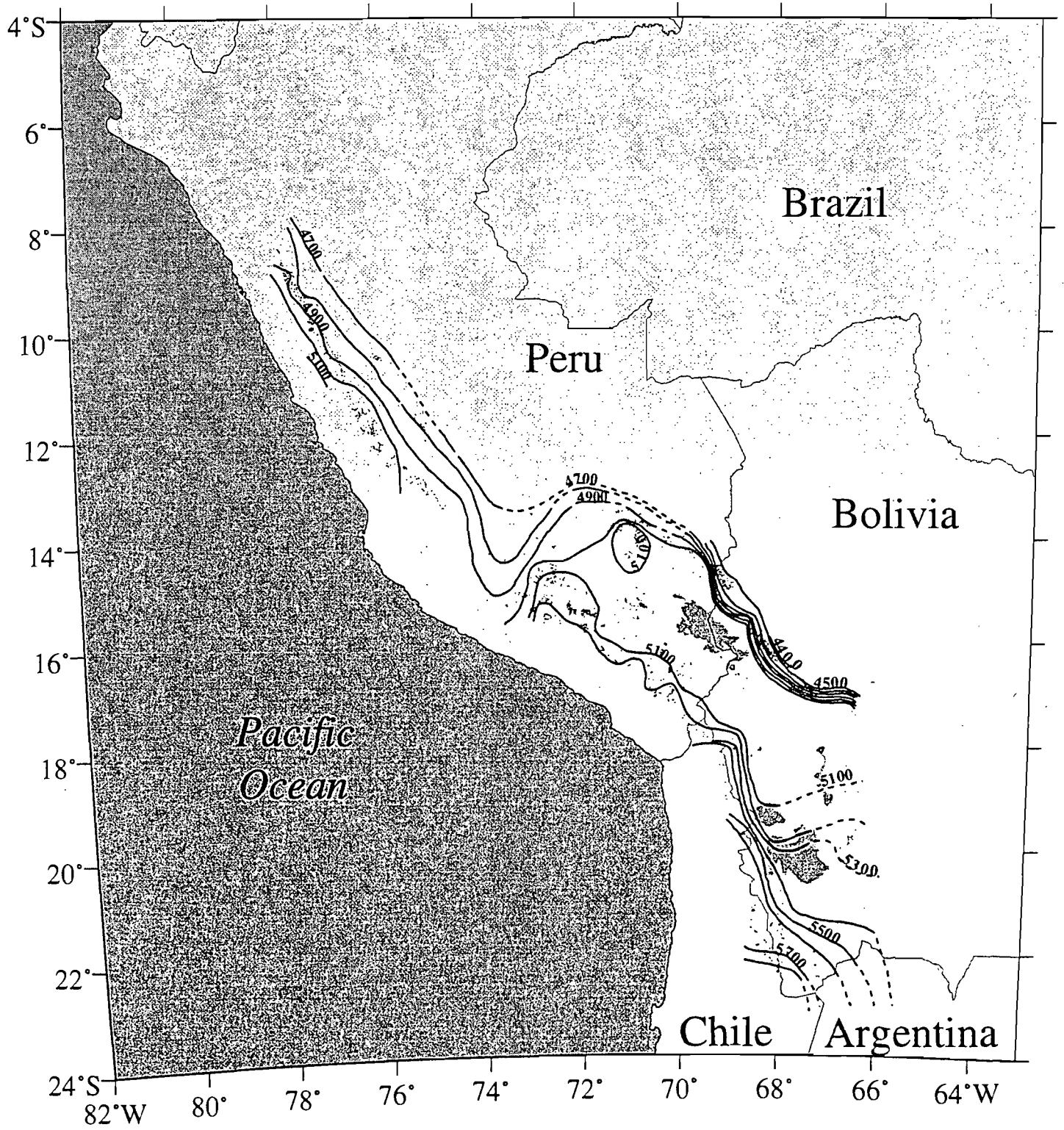


Figure 1: Present snowline elevation in the Central Andes
 Each point presents a snowline observation

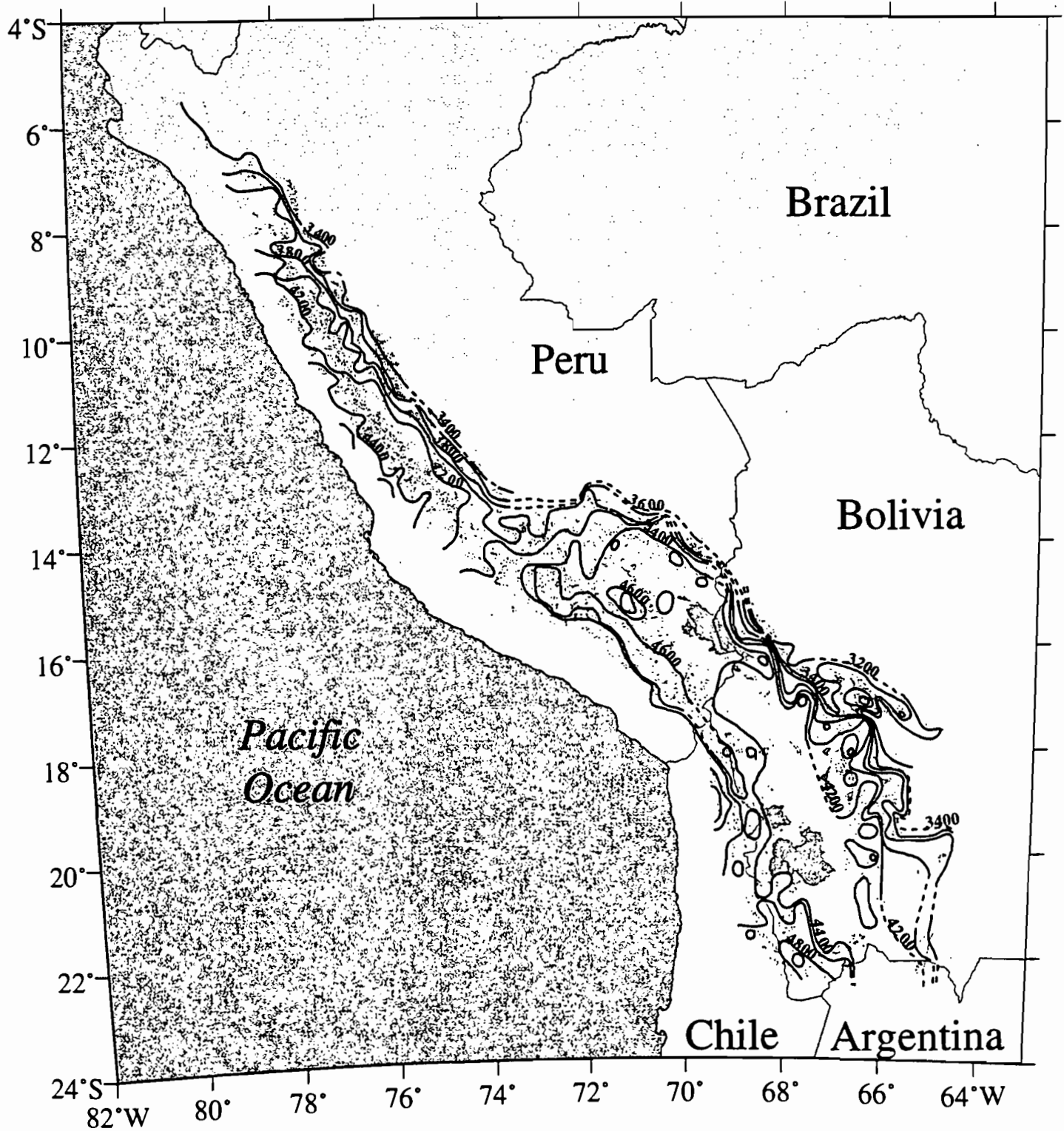


Figure 2: Snowline elevation in the Central Andes during the Last Glacial Maximum (LGM).
Each point represents a snowline observation

$$\Delta h = \frac{\frac{\tau}{L}(\delta Q_r + \alpha(\delta T_o)) - \delta c}{\frac{\partial c}{\partial z} - \frac{\tau}{L}\left(\frac{\partial Q_r}{\partial z} + \alpha\left(\frac{\partial T_o}{\partial z}\right)\right)} \quad (1)$$

Monthly mean climate data from the Goddard Earth Observing System Office General Circulation Model (GEOS-1) are used in this study. GEOS-1 is a multi-year global atmospheric data set on a 2.5° x 2.0° grid and with 18 vertical pressure levels in the atmosphere (Schubert *et al.*, 1993). Values for τ , $\partial T_o/\partial z$, and $\partial Q_r/\partial z$ were derived from this data and $\partial c/\partial z$ and α (a bulk turbulent transfer coefficient for sensible heat) are taken from Kuhn (1981). The GEOS-1 assimilation model data show that considerable variations in τ , $\partial T_o/\partial z$, and $\partial Q_r/\partial z$ occur throughout the Central Andes. The values used in the following discussion (listed in Table 1) represent the calculated average values of these variables for the entire region.

Table 1: Values used for parameterizing Kuhn's (1981) snowline model for the Central Andes.

variable	value	units
τ	variable	day
$\partial T/\partial z$	-0.006	°C m ⁻¹
$\partial Q_r/\partial z$	0.001	MJ day ⁻¹ m ⁻¹ m ⁻²
α	1.7	MJ day ⁻¹
$\partial c/\partial z$	1 (or -1)	mm m ⁻¹
δT	variable	°C
δQ_r	0	MJ day ⁻¹ m ⁻²
δC	0	mm
L	330000	J kg ⁻¹

This simple snowline depression model, coupled with the observed LGM snowline depression (Figure 3), is used to address two paleoclimatic questions. The first concerns the effect of precipitation on snowline depression in the Central Andes during the LGM, which has been the source of some disagreement. Hastenrath (1967, 1971) argued that increased precipitation is the primary influence in the snowline depression in the arid western Cordillera. However, Fox and Bloom (1994) argue the opposite view; that snowline lowering was solely an effect of temperature change. In fact, they argue that precipitation decreased over much of the Altiplano during the LGM thereby causing less snowline depression than would otherwise have occurred. The second question we address is reconciling the consistent ≥ 1200 m snowline depression observed in the eastern Cordillera with the relatively minor (< -2 °C) changes in low-latitude sea-surface temperatures during the LGM (CLIMAP, 1981).

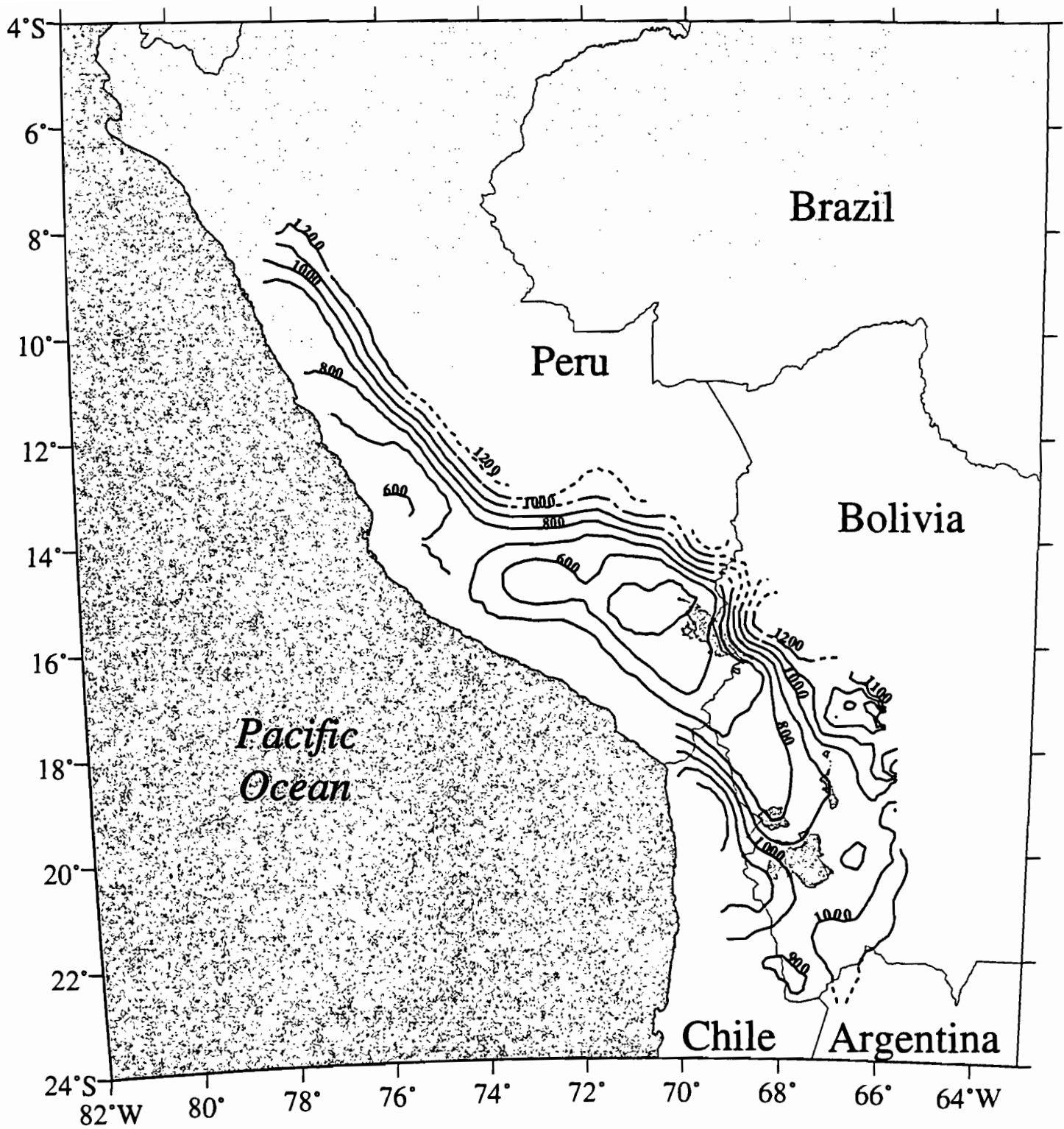


Figure 3: Snowline depression in the Central Andes between the present and the last glacial Maximum (LGM)

Assessment of the importance of temperature and precipitation perturbations to snowline depression require examination of how these are modulated by the duration of the ablation season (τ). In the subtropics τ appears to be primarily a function of the elevation of the snowline. In the Central Andes, τ shows a consistent northeast-southwest decrease in response to increasing snowline elevation. The influence of τ on temperature, radiation and accumulation perturbations is demonstrated in Figure 4. As seen in Figure 4, accumulation should have the greatest effect on snowline depression in the western Cordilleras where snowlines are the highest and the ablation season is the shortest. Similarly, temperature should have the greatest effect in the eastern Cordilleras where snowlines are the lowest and melt duration is the longest.

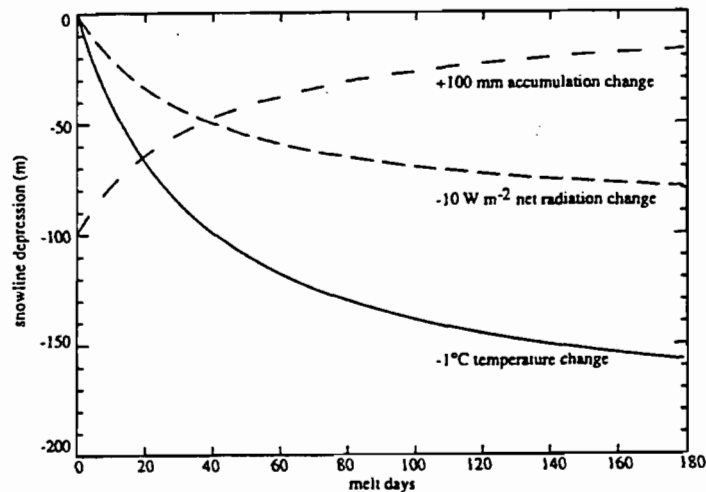


Figure 4: Effect of melt duration on the calculated snowline depressions for a -1°C temperature change, a -10 W m^{-2} net radiation change and a $+100\text{ mm}$ accumulation change

This simple analysis has two important implications. To invert a snowline depression to a temperature change accurately, it is safest to use the depression values in the eastern Cordilleras where the ablation season is the longest. The longer the ablation period the smaller the effect uncertainties in τ will have on the estimated temperature change. Secondly, if the ablation season is indeed very short at high elevations, as the GEOS-1 data indicates, then temperature alone cannot be responsible for the 800-1000 m snowline depressions found along the western Cordillera in southern Peru and northern Chile. Indeed, snowline depressions must be the effect of greater precipitation during the LGM. Given present uncertainties in the actual duration of melting, quantitative estimates of the precipitation changes necessary to produce the observed snowline depression cannot be made.

As discussed above, to assess potential temperature depressions during the LGM properly, it is necessary to use the $\geq 1200\text{ m}$ snowline depression along the eastern Cordilleras to calculate a temperature change. Solving equation (1) for δT_a shows that a -7.5°C temperature change is sufficient to cause the observed snowline depression. This is in close agreement with the $6.6\text{--}8.4^{\circ}\text{C}$ cooling inferred by numerous authors (including ourselves) by simply multiplying the 1200-1400 m snowline depression with the observed atmospheric lapse rates of $5.5\text{ to }6.0^{\circ}\text{C km}^{-1}$.

However, the modeled temperature change is strongly dependent on the assumed vertical gradient of accumulation ($\partial c/\partial z$) as shown in Figure 5. In the analysis so far we have assumed $\partial c/\partial z$ to be 1 mm m^{-1} , an average value for conditions encountered in the Alps (Kuhn, 1981). However, the precipitation maximum on the eastern slopes of the Central Andes occurs at

elevations much lower than present snowline. It is conceivable that during the LGM, colder conditions allowed this precipitation to fall in the form of snow. If this was so, our assumed accumulation gradient in these areas may be too high, and in fact could be of the wrong sign. Additional support for such an hypothesis comes from Satoh (1979) who suggested that during the LGM maximum precipitation would have been on the eastern midslopes not at the highest elevations. This effect can be tested by decreasing $\partial c/\partial z$ to -1.0 mm m^{-1} and recalculating the temperature change (-5°C) required to produce the observed depression. This simple test illustrates that until more accurate assessments of $\partial c/\partial z$ is available, the use of snowline depression to either support or refute CLIMAP sea surface temperatures is equivocal. Additionally, changes in net radiation which are not considered here would also change the temperature required to create the observed ≥ 1200 meters of observed snowline depression.

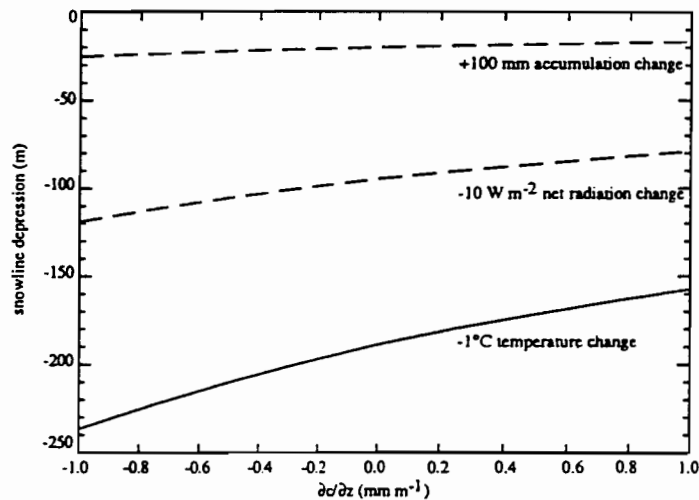


Figure 5: Effect of a varying accumulation gradient ($\partial c/\partial z$) on snowline depression for a -1°C temperature change, a -10 W m^{-2} net radiation change and a $+100 \text{ mm}$ accumulation change. Duration of melt (τ) is 180 days.

CONCLUSIONS

The use of remote sensing and geographical information systems (GIS) technologies enabled construction of detailed modern and LGM snowline maps and calculation of the LGM snowline depression in the Central Andes. The mapping reveals that the general configuration of the snowline during the LGM was similar to present. Both snowlines show a strong rise from east to west in response to decreasing precipitation across the Andes. Snowline depression, especially on the arid Altiplano, is much less than the uniform depression of 1000 m often assumed for low latitudes. Variations in snowline depression across the Andes arise partly from changes in the vertical gradients of temperature and net radiation as well as from dramatic differences in the length of the melting season with increasing snowline elevation. The apparently short ablation season duration in the western Cordillera, especially in southwestern Bolivia, requires that snowline lowering was caused in part by increasing precipitation. The magnitude of the increase is not presently known. Snowline depression on the humid eastern margin of the Andes is the best proxy for the temperature depression experienced in the region. A temperature depression of approximately 7.5°C is adequate to explain the observed consistent snowline depression of $\geq 1200 \text{ m}$. However, uncertainties in the vertical gradient of accumulation and the potential effect of changes in net radiation do not preclude that the observed snowline depression could have been caused by a smaller temperature change.

REFERENCES

- Broecker, W. S. and Denton, G. H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:2465-2501.
- CLIMAP (1981). Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. Geological Society of America Map and Chart Series MC-36. Geological Society of America.
- Fox, A.N. (1993). Snowline altitude and climate in the Central Andes (5-28°S) at present and during the Late Pleistocene Glacial Maximum. Unpublished Ph.D. Dissertation. Cornell University.
- Fox, A.N. and Bloom, A.L. (1994). Snowline altitude and climate in the Peruvian Andes (5-17° S) at present and during the latest Pleistocene Glacial Maximum. *Journal of Geography (Japanese)*, 103(7): 867-885.
- Hastenrath, S. (1967). Observations on the snowline in the Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 6 (46):541-550.
- Hastenrath, S. (1971). On the Pleistocene snow-line depression in the arid regions of the South American Andes. *Journal of Glaciology*, 10:225-267.
- Jordan, E. (1991). *Die Gletscher der Bolivianischen Andean*. Franz Steiner Verlag, Stuttgart, 365 p.
- Nogami, M. (1976). Altitude of the modern snowline and Pleistocene snowline in the Andes. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 11:71-86.
- Ohmura, A., Kasser, P. and Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38:397-411.
- Satoh, H. (1979). On the Snow-line Altitude in the Central and Southern Andes of the Modern Age and the Diluvial Epoch. In: S. Horie (Editor), *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 7: 387-415.
- Schubert, S. D., Pfaendtner, J. and Rood, R. (1993). An assimilated data set for Earth Science applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74:2331-2342.
- Seltzer, G. O. (1990). Recent Glacial History and Paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9:137-152.
- Seltzer, G.O. (1994). A lacustrine record of late Pleistocene climatic change in the subtropical Andes. *Boreas*, 23:105-111.

**GLACIARES TROPICALES
Y VARIABILIDAD CLIMATICA**

VARIATIONS OF MOUNT KENYA'S GLACIERS IN THE 20th CENTURY

S. HASTENRATH¹

Abstract - The varying ice extent on Mount Kenya is reconstructed from photogrammetric mappings at scale 1:5,000 in 1993, 1987, 1963, and 1947, based on aerial photography except for terrestrial photogrammetry in 1963. The terminus positions in 1899 were obtained for some glaciers from an early expedition account. The ice distribution is characterized by largest glaciers in the eastern quadrants where precipitation is most abundant. These also are the radiationally most exposed and suffered the greatest area losses, as compared to the topographically more shielded glaciers. The total ice area diminished from 874 to 765 to 495 and 413 x 10³ m² in the course of 1947-63-87-93.

ESTADO ACTUAL DE LA GLACIACION EN LOS ANDES DE BOLIVIA Y COLOMBIA

E. JORDAN²

Resumen - Glaciares actuales en la zona tropical de los Andes se restringen a alturas con más de 4600 m en Colombia y 4800 m en Bolivia. El retroceso de las áreas glaciadas en los últimos 50 años en los Andes tropicales fue más dramático que en otras zonas del mundo. La presentación va a documentar este retroceso 1) con ejemplos de medidas fotogramétricas terrestres como aéreas y sus resultados mapeados desde los veinte años de este centenario hasta la situación actual, 2) resultados de las medidas de lenguas glaciares elegidas de levantamientos de campo y su cambio temporal durante los últimos 20 años y 3) balances de masas de hielo a base fotogramétrica con verificación de campo y cálculos de modelos de terreno para describir la situación actual de los glaciares de la zona tropical central y la del borde tropical con las perspectivas al futuro.

¹ Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin, Madison, USA

² Heinrich-Heine-Universität, Düsseldorf, Alemania

VARIABILITE CLIMATIQUE ET MODELISATION HYDROLOGIQUE DU GLACIER ZONGO, BOLIVIE

P. RIBSTEIN¹, B. FRANCOU¹, P. RIGAUDIERE¹ et R. SARAVIA²

Résumé - Un modèle hydrologique a été mis au point pour simuler les débits journaliers à l'exutoire du Glacier Zongo à partir des paramètres météorologiques (température, humidité, radiation, précipitation, vent). Ce modèle se fonde sur un bilan énergétique calculé sur chaque secteur du bassin versant englacé. Une méthode automatique d'optimisation non linéaire permet de caler les paramètres du modèle. Pour la période de octobre 1993 à août 1994, le modèle explique plus de 87% de la variance des débits journaliers observés. Une fois calé, le modèle peut servir à l'étude sur les glaciers andins des conséquences hydrologiques d'un changement global du climat.

Resumen - Para simular los caudales diarios en el emisario del Glaciar Zongo, fue puesto a punto un modelo hidrológico, a partir de parámetros meteorológicos (temperatura, humedad, radiación, precipitación, viento). Este modelo se basa en un balance energético calculado en cada sector de la cuenca de drenaje. Un método automático de optimización no lineal permite calar los parámetros del modelo. Para el periodo de octubre 1993 a agosto 1994, el modelo explica más del 87% de varianza de los caudales diarios observados. Una vez calibrado, el modelo puede servir para el estudio de las consecuencias hidrológicas de un cambio global del clima sobre los glaciares andinos.

INTRODUCTION

Dans les Andes Tropicales, l'accumulation (précipitations) et l'ablation (fusion, sublimation) sont simultanées au cours de l'été austral, saison des pluies en même temps que saison de forte radiation. Cette spécificité climatique a des répercussions remarquables sur l'hydrologie et les bilans de masse des glaciers de Bolivie. Par rapport à leurs homologues des latitudes moyennes, ces glaciers sont très sensibles et réagissent très rapidement aux fluctuations climatiques, par le mouvement des fronts et par la variabilité des bilans de masse et des bilans hydrologiques.

Un des objectifs de l'étude menée depuis 1991 sur le Glacier Zongo en Bolivie est la mise en évidence des processus physiques à l'origine des débits de fonte. Cet objectif impose une modélisation hydrologique pour comprendre les relations entre paramètres météorologiques et débits à l'exutoire du bassin versant englacé. Une fois le modèle calé, il doit servir à reconstituer les lacunes dans les observations de débits. Il sera aussi utilisé en simulation, pour étudier les conséquences hydrologiques sur les glaciers andins de scénarios plausibles du changement global

¹ ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie

² COBEE, La Paz, Bolivie

du climat. En fonction de ces différents objectifs et des données disponibles, le pas de temps choisi pour la modélisation est inférieur à la journée, de l'ordre de quelques heures.

Il existe peu de modèles de calcul des débits applicables à des bassins versants fortement englacés. Et il n'existe à notre connaissance aucun travail de modélisation des débits de glaciers en climat tropical. C'est pourquoi nous avons développé notre propre outil de modélisation, basé sur un bilan énergétique ponctuel étendu à tout un bassin versant. Avec comme objectif la simulation des débits de fonte, le modèle élaboré est intermédiaire entre un modèle hydrologique conceptuel trop grossier et un modèle énergétique précis mais applicable uniquement au niveau ponctuel.

HYDROLOGIE DES GLACIERS TROPICAUX ET MODELISATION

Pour la modélisation hydrologique du Glacier Zongo, nous disposons de données météorologiques sur le glacier à 5200 m (températures de l'air à 180 et 30 cm au dessus du sol, humidité, rayonnement global de courtes longueurs d'onde de l'atmosphère et du glacier, rayonnement net, vent à 2 m), ainsi que de mesures complémentaires de précipitation, température, rayonnement global, hauteurs d'eau en différents points du bassin versant. Même si certaines mesures existent depuis 1991, nous nous limiterons dans le présent article à la période d'octobre 1993 à août 1994 car c'est la période pour laquelle nous possédons le plus grand nombre de données. D'autres articles (Francou *et al.*, 1995 ; Rigaudière *et al.*, 1995a) présentent le système de mesures.

La figure 1 illustre la relation entre les débits journaliers à l'aval du Glacier Zongo et deux paramètres météorologiques observés à 5200 m, la température et le rayonnement global (courtes longueurs d'onde). La forte saisonnalité du débit s'observe bien, environ 75 % des écoulements apparaissant entre octobre et mars, alors qu'aucune variation de la radiation globale ne transparait en fonction de la saison. La température à 5200 m présente aussi une légère saisonnalité avec augmentation de juillet à décembre et diminution de janvier à juin, fluctuation saisonnière qui disparaît complètement pour les températures observées à 4830 m ou à 4770 m.

Ce sont les précipitations qui présentent la plus forte saisonnalité avec 83 % de la valeur annuelle entre octobre et mars. Et pourtant l'influence de la pluie est faible dans les écoulements du bassin du Zongo. Le coefficient de corrélation est non significatif entre débits journaliers et pluies ($r^2=0.06$, $n=296$) et les plus forts débits apparaissent lors d'épisodes de beau temps sec de plusieurs jours en cours de saison des pluies (Ribstein *et al.*, 1995).

De nombreux modèles hydrologiques existent qui prennent en compte des couverts neigeux temporaires (voir inventaire fait par WMO, 1986). Or les chutes de neige sont très vite transformées sous les Tropiques du fait des fortes températures et des fortes radiations. Sur les glaciers, la neige fraîche disparaît rapidement ou devient "névé" avec une densité qui passe environ de 0.1 à 0.4 après quelques jours de beau temps. Et cette transformation s'accompagne de variations importantes et rapides de l'albédo, entre 0.9 et 0.4 en moins d'une semaine (Rigaudière *et al.*, 1995a). De plus les stocks neigeux en dehors du glacier fondent en quelques jours. Pour

des bassins fortement englacés sous les tropiques, les modèles construits autour de la fonte d'un stock neigeux ne sont donc pas adaptés.

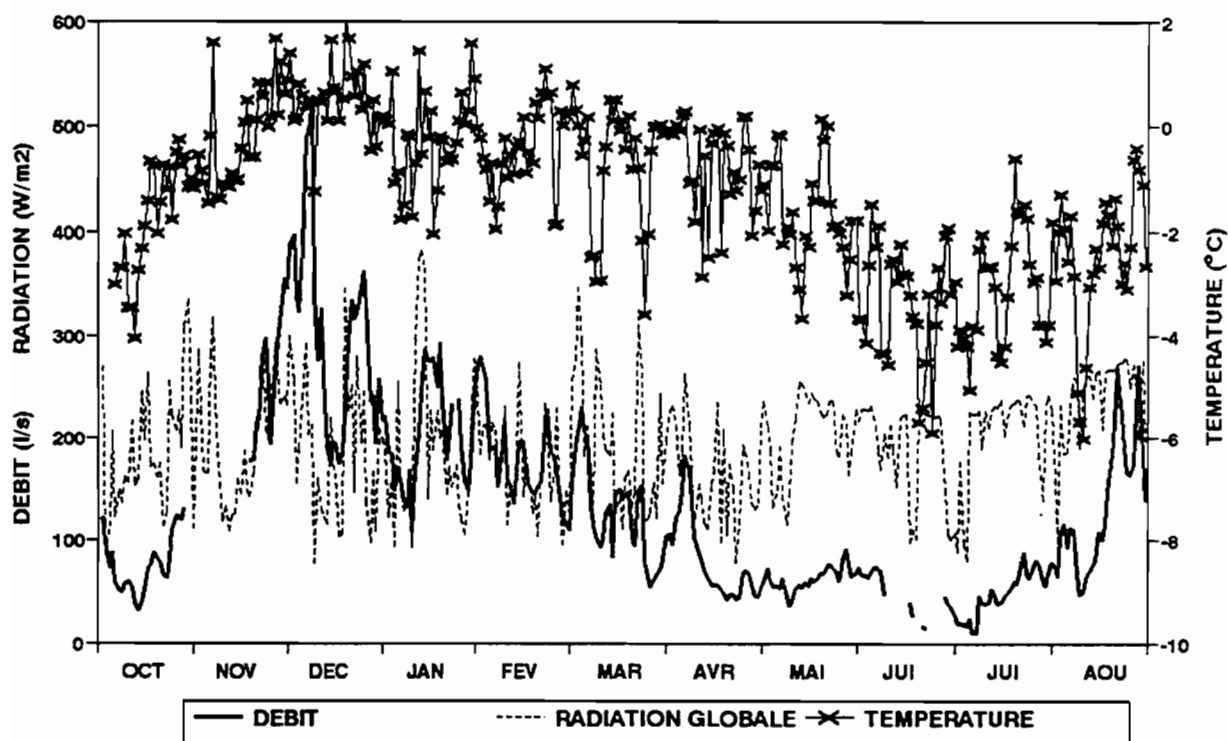


Figure 1 : Période oct. 1993 - sept. 1994, au Glacier Zongo, valeurs journalières de température et radiation globale à 5200 m et de débit à 4830 m.

Des modèles hydrologiques avec prise en compte de la fonte de glaciers ont été répertoriés par Fountain et Tangborn (1985) et par Moore (1993). Beaucoup s'inspirent d'une corrélation entre débits et températures (approche de type "temperature index"), c'est-à-dire d'une formule linéaire $Q_j = b(T_j - T_{ref})$. Pour le jour j , le débit journalier Q_j est relié à la température journalière T_j après soustraction d'une température de référence T_{ref} , choisie souvent égale à zéro. Ces modèles "temperature index" ont été très utilisés en hydrologie de glaciers, sous une forme parfois plus sophistiquée avec variation saisonnière du paramètre b (Braun & Aellen, 1990). Pour le Glacier Zongo, ce type de modèles s'applique mal, la corrélation entre températures et débits étant mauvaise ($r^2 = 0.39$, pour 296 valeurs journalières). Cette mauvaise corrélation s'explique par la transformation rapide de la neige évoquée plus haut. Et le terme d'albédo est un terme fondamental à prendre en compte pour la simulation des débits des glaciers tropicaux.

Les commentaires précédents imposent donc l'utilisation d'un bilan énergétique pour la simulation des débits à petits pas de temps. Pour des bassins versants fortement englacés comme celui du Glacier Zongo (superficie de 3 km^2 , 77 % de glaciers), l'intégration dans l'espace ne justifie pas un bilan énergétique très précis mais impose par contre un modèle robuste et pas trop "gourmand" en données d'entrée. Dans un premier temps, il ne faudra négliger aucun des termes du bilan énergétique, notre objectif étant justement de déterminer les termes prépondérants dans

l'explication des débits en climat tropical. De plus, il faut sectoriser le glacier par tranches d'altitude, en s'attachant à définir des secteurs relativement homogènes par rapport à la fonte. Cette approche spatialisée de la modélisation améliore considérablement les résultats car elle intègre une distribution altitudinale des caractéristiques météorologiques (Braun *et al.*, 1994).

LES FONDEMENTS DU MODELE

La description détaillée du modèle est faite dans le rapport de Rigaudière *et al.* (1995b). Nous présenterons dans ce chapitre le fonctionnement général en soulignant certains aspects originaux. L'équation du bilan complet à l'interface air et neige/glace apparaît ci dessous (éq. 1).

$$\begin{array}{cccccccccc}
 (1) & (2) & (3) & (4) & (5) & (6) & (7) & (8) & (9) \\
 (1 - a) R_g + R_{atm} - R_{sol} + Q_{lat} + Q_{sens} - k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_e + Q_{prec} = L_f F + \int_0^z \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz
 \end{array}$$

(1) : bilan radiatif de courtes longueurs d'onde (en $W m^{-2}$)

a : albédo (sans unité) et R_g : radiation globale (en $W m^{-2}$)

(2) : rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'onde (en $W m^{-2}$)

(3) : rayonnement du sol de grandes longueurs d'onde (en $W m^{-2}$)

(4) : flux de chaleur latente (sublimation/condensation) (en $W m^{-2}$)

(5) : flux de chaleur sensible (en $W m^{-2}$)

(6) : flux de chaleur provenant des couches inférieures (en $W m^{-2}$)

T : température ($^{\circ}C$) et k : conductibilité thermique (en $W m^{-1} ^{\circ}C^{-1}$)

(7) : chaleur apportée par les précipitations (en $W m^{-2}$)

(8) : énergie disponible pour la fusion (en $W m^{-2}$)

L_f : chaleur latente de fusion (en $J kg^{-1}$)

F : masse d'eau fondue par unité de surface et de temps (en $kg s^{-1} m^{-2}$)

(9) : réchauffement ou refroidissement du manteau neigeux

ρ : masse volumique de neige ou glace (en $kg m^{-3}$)

c : capacité calorifique de neige ou glace (en $J kg^{-1} ^{\circ}C^{-1}$), T température ($^{\circ}C$)

Cette équation correspond à la conservation de l'énergie dans la couche d'échanges thermiques d'épaisseur e, pour une unité de surface horizontale (voir Lliboutry, 1964, p. 341). On suppose donc que les flux horizontaux sont négligeables par rapport aux flux verticaux. Et c'est le terme (8) que nous cherchons à évaluer, par calcul de tous les autres.

Le terme (9), réchauffement ou refroidissement du manteau, impose l'estimation d'un profil de températures à chaque pas de temps. Les seules mesures dont nous disposons sur une période suffisamment longue sont des mesures de température de l'air à 30 et 180 centimètres.

Quelques températures ont aussi été mesurées dans une couche de neige/névé de 1 m environ, qui ont conduit aux hypothèses suivantes, issues des observations :

- à la profondeur e , le manteau est constitué de glace (densité supérieure à 0.6) de température égale à 0 °C (e de l'ordre de 1 m).
- à la profondeur e/l ($l > 1$), on passe de la glace au manteau neigeux, et cette limite correspond au minimum de température.

Le profil de température à chaque pas de temps est composé de 4 valeurs, T_{haute} (mesurée), T_{basse} (mesurée), T_{air} (température de l'air à $+e/l$ au dessus de la surface, calculée par interpolation/extrapolation linéaire de T_{haute} et T_{basse}), T_{glace} (0 °C , à la profondeur e , par hypothèse). On calcule aussi la température à la profondeur $-e/l$ ($T_{e/l}$) et à l'interface T_{sol} , par une résolution de l'équation de la chaleur, à partir d'un schéma aux différences finies. La figure 2 illustre le calcul du profil de températures.

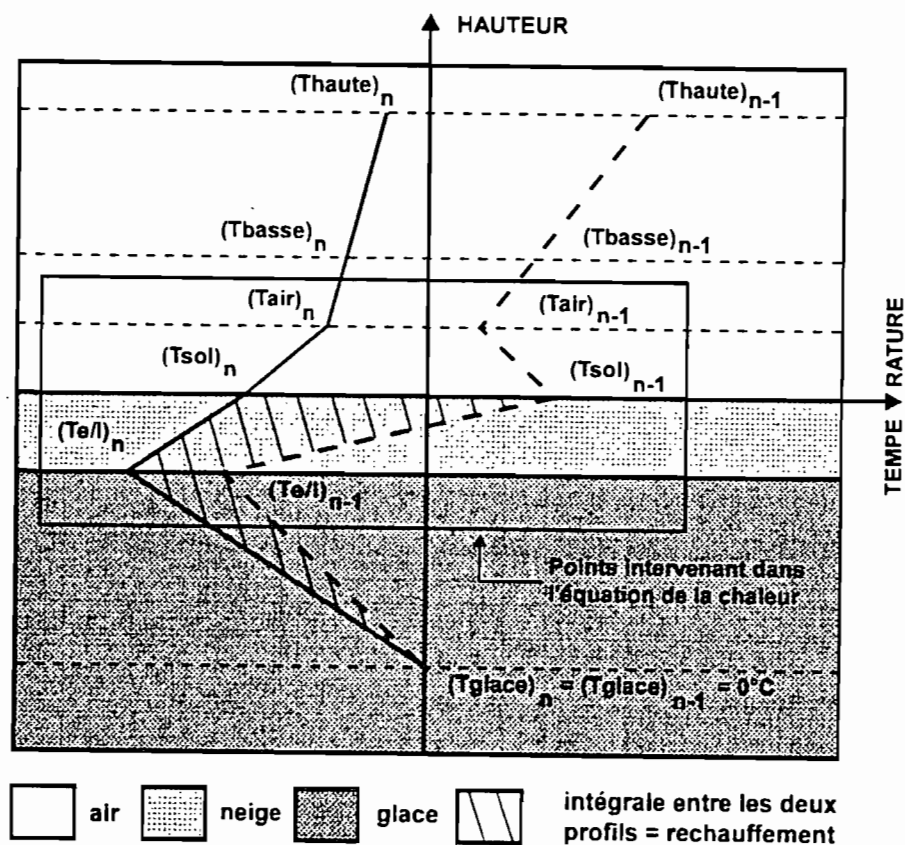


Figure 2 : Profils de température avec résolution de l'équation de chaleur à l'interface air/neige, entre les instants n et $n-1$

Le fonctionnement général du modèle est basé sur une évolution du profil des températures pour équilibrer le bilan énergétique à chaque pas de temps. Si le terme de fonte (8) est positif, l'énergie fournie sert d'abord à réchauffer le manteau jusqu'à 0 °C (on augmente $T_{e/l}$), puis l'eau percole. Si ce terme (8) est négatif, l'eau de fusion du pas de temps précédent regèle et

le manteau se refroidit (on diminue $T_{e/l}$). Un processus itératif, à chaque pas de temps, permet l'estimation de $T_{e/l}$ et de T_{sol} , ainsi que le terme de fusion pour le secteur considéré.

La radiation globale est assez homogène à l'échelle du glacier (Rigaudière *et al.*, 1995a). Ce n'est pas du tout le cas de la radiation réfléchie, de l'albédo ou de la radiation nette. Il n'est donc pas possible d'étendre à l'ensemble du glacier les mesures de radiation réfléchie et de radiation nette faites ponctuellement à 5200 m. Nous avons donc intégré dans le modèle un calcul d'albédo inspiré des travaux de Winther (1993). Le schéma choisi considère que l'albédo reste stable si la température est négative, retrouve sa valeur maximale en cas d'épisode neigeux et décroît exponentiellement si la température est positive selon la somme des températures positives cumulées depuis la dernière neige.

Pour les termes (2) et (3) de radiation de grandes longueurs d'onde, nous appliquons la loi de Stefan-Boltzmann.

$$R_{sol} = \epsilon \sigma T_{sol}^4 \qquad R_{atm} = \epsilon \sigma T_{air}^4$$

avec ϵ émissivité et σ constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Pour le rayonnement du sol (neige/glace), l'émissivité est prise égale à 0.985. Pour le rayonnement de l'atmosphère, c'est la formule de Brutsaert (1975) qui permet d'estimer l'émissivité, avec une correction due à l'altitude et à la nébulosité selon Kustas *et al.* (1994). La nébulosité est estimée par rapport au rayonnement extraterrestre, ayant observé que, par temps parfaitement clair, la radiation globale est égale à la valeur théorique du rayonnement extraterrestre moins 80 W m^{-2} environ (Rigaudière *et al.*, 1995a). Cette valeur limite de la radiation globale en atmosphère dégagée s'observe bien en saison sèche sur la figure 1, sachant que pour les mois de mai, juin, juillet, août, la radiation extraterrestre est respectivement de 334, 312, 321, 358 W m^{-2} .

Les apports de la moraine sont simplement calculés à partir d'un coefficient de ruissellement constant (proportionnalité directe à la précipitation) et à partir de la fonte d'un stock neigeux (proportionnalité directe à la température).

Les débits (glacier et moraine) en sortie de chacun des secteurs modélisés sont transférés à l'exutoire du bassin versant par des réservoirs linéaires. Chaque secteur alimente 2 réservoirs en parallèle, un réservoir "lent" et un réservoir "rapide" par analogie aux écoulements intraglacière et sous-glaciaire. Tous les réservoirs de tous les secteurs sont mis en parallèle pour fournir le débit total à l'exutoire.

Pour passer du bilan énergétique à l'énergie de fusion calculée pour chaque secteur, un certain nombre de paramètres ont été introduits. Comme certains de ces paramètres prennent des valeurs différentes d'un secteur à l'autre, le nombre de paramètres à caler est important. C'est pourquoi la méthode automatique de Rosenbrock (1960) a été utilisée pour rechercher le minimum d'une fonction liée aux écarts entre débits observés et calculés. Pour conduire l'optimisation dans de bonnes conditions, des bornes ont été imposées pour chaque paramètre à caler, de façon à rester dans des limites physiques raisonnables.

QUELQUES RESULTATS DU MODELE APPLIQUE AU GLACIER ZONGO

Le nombre de secteurs définis sur le bassin versant englacé est au choix de l'utilisateur du modèle. Dans les résultats présentés dans ce chapitre, nous avons opté pour 8 secteurs sur le Glacier Zongo, ce qui permet d'avoir des surfaces de secteurs du même ordre de grandeur et homogènes au point de vue morphologique (différenciation des zones de séracs et des zones de névés).

La figure 3 présente les résultats obtenus avec le modèle appliqué sur toute la période (octobre 93 - août 94). Le pas de temps de calcul est de 6 heures mais les comparaisons se font sur les débits journaliers ; le coefficient de corrélation r^2 entre les valeurs observées et calculées est de 0.87.

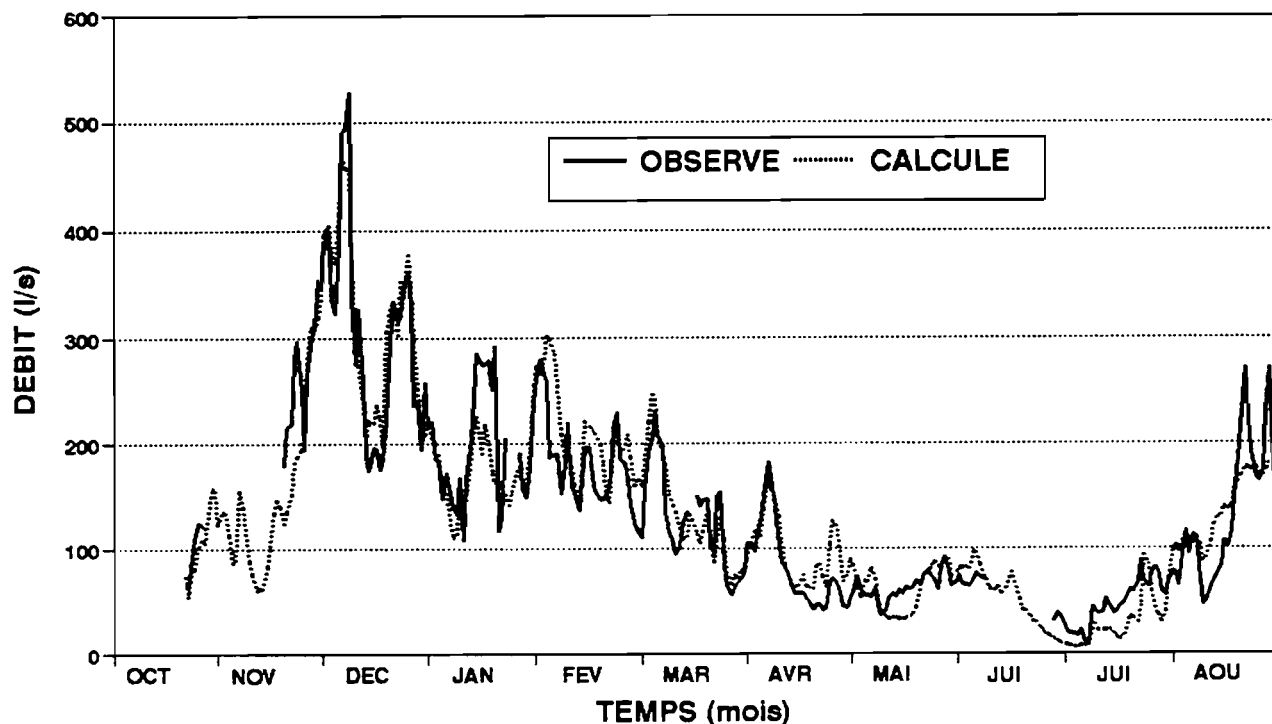


Figure 3 : Débits journaliers, observés et calculés par le modèle, pour la période d'octobre 1993 à août 1994 (calage avec pas de temps 6 heures)

Un calage croisé a été mené en divisant la période observée en deux, avant et après avril 1994. Les critères en calage ne sont pas sensiblement améliorés et les résultats de validation restent acceptables.

L'application du modèle semble donc satisfaisante car elle prend bien en compte la diversité des situations hydrologiques de la période d'observation.

Le fonctionnement du modèle a aussi été étudié avec un pas de temps de 2 heures pour la période de plus fort écoulement, du 20 novembre au 15 décembre 1993. Les résultats sont corrects comme le montre la figure 4.

Quel que soit le pas de temps de calcul, le modèle conduit donc à des résultats acceptables, même si les périodes de fort écoulement paraissent mieux reconstituées que celles de faible écoulement. Ceci s'explique car les faibles débits correspondent aux périodes où les phénomènes

de regel et de stockage/déstockage d'énergie dans le manteau ont le plus d'amplitude. Et ces phénomènes sont les plus complexes que gère le modèle.

Une analyse détaillée des résultats, menée dans Rigaudière *et al.* (1995b) peut être résumée ici. En débits spécifiques, le secteur du bas peut fournir jusqu'à $0.500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, alors que l'apport du secteur du haut est inférieur à $0.01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Mais ce secteur du haut représente près de la moitié de la surface du bassin et sa contribution à l'écoulement global n'est donc pas négligeable.

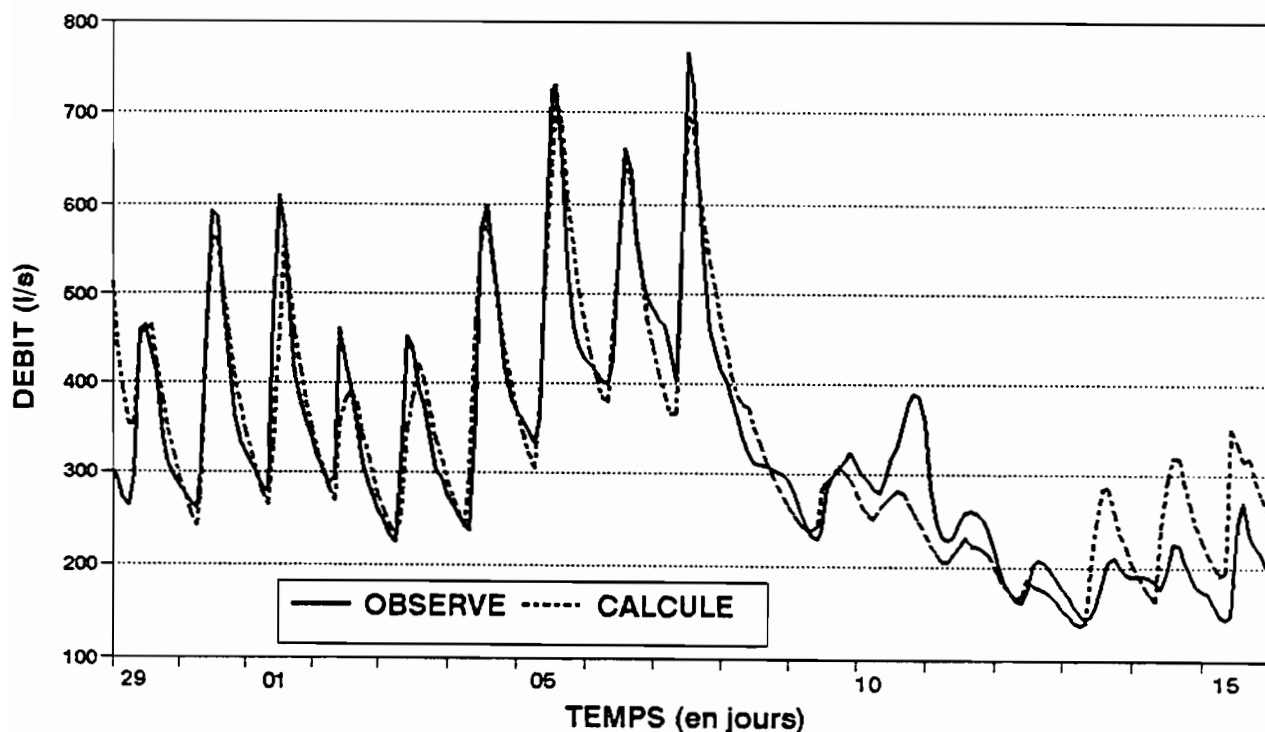


Figure 4 : Débits observés et calculés par le modèle pour la période du 20 novembre au 15 décembre 1993 (calage avec pas de temps de 2 heures)

Le bilan des courtes longueurs d'onde (terme (1) de l'équation 1) explique pour beaucoup la variabilité dans l'espace et dans le temps du bilan radiatif total. Ce bilan est beaucoup plus excédentaire dans la partie basse du glacier que dans la partie haute et est également plutôt moins fort en hiver qu'en été.

Des tests de sensibilité du modèle au pas de temps de calcul et au nombre de secteurs ont aussi été menés. Un pas de temps de 6 heures et 8 secteurs semblent être le meilleur choix mais les résultats restent proches avec un pas de 12 heures ou avec seulement 3 secteurs.

DISCUSSION

Il s'agit d'un premier travail de modélisation utilisant les observations faites sur le Glacier Zongo. La reconstitution des débits observés est satisfaisante pour la période octobre 1993 - août 1994. Différentes directions sont maintenant suivies pour améliorer le modèle.

Par exemple, une validation menée récemment sur la période de septembre 94 à janvier 1995 a donné des résultats peu probants. Une étude est actuellement en cours pour en

connaître les raisons. Il semble que le trop grand nombre de paramètres du modèle explique ces mauvais résultats en validation : trop de paramètres conduisent à un pseudo-calage qui, appliqué dans d'autres conditions de fonctionnement, n'est pas validé. Les études portent maintenant sur la diminution du nombre de paramètres pour se rapprocher de la signification physique de ce modèle énergétique.

Le flux de chaleur latente (sublimation et condensation) paraît faible par rapport aux autres termes du bilan, ce qui confirme les premiers résultats obtenus sur le Glacier Zongo (Francou *et al.*, 1995). Ce résultat devra néanmoins être confirmé avec l'installation d'autres capteurs pour connaître précisément les gradients de vent et d'humidité à la surface du glacier.

La quantité de précipitation est difficile à estimer du fait des difficultés de mesure de la neige en haute altitude. Une erreur sur ce paramètre est compensée par les autres termes du bilan mais elle enlève une partie de la signification physique des résultats. C'est pourquoi, en suivant la procédure recommandée par Braun & Aellen (1990), nous pensons comparer les résultats secteur par secteur avec les mesures de bilan de masse obtenues par des balises pour les zones correspondantes.

Nous savons qu'une des principales critiques qui peut être faite sur l'état actuel du modèle est la non prise en compte des sites du glacier aux différentes altitudes par rapport à l'inclinaison de la radiation globale. Il y aurait certainement là matière à introduire une saisonnalité sur des bases physiques fournies par un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Cette direction de recherche sera prise en compte dans les prochaines versions du modèle.

Il s'agit d'un modèle en cours de développement mais dont les premiers résultats semblent suffisamment corrects pour permettre une première utilisation en simulation. Cela a été fait en étudiant la sensibilité du modèle aux entrées. Une augmentation de 1 °C de la température conduit à des débits calculés supérieurs de 62 % aux débits observés. Les précipitations, l'humidité relative et la radiation globale apparaissent moins sensibles que les températures. Mais il faut noter que cette étude de sensibilité a été menée en fixant toutes les entrées, sauf une qui varie de différentes façons. Une variation de plusieurs entrées simultanément aurait peut-être aboutie à d'autres conclusions. Par exemple, une diminution des précipitations ou de l'humidité doit correspondre à une certaine augmentation de la radiation globale, qui elle-même induit une augmentation des températures. Une étude plus complète en simulation sera menée après avoir amélioré la signification physique du modèle comme signalé plus haut.

REFERENCES

- Braun L.N. & Aellen M. (1990). Modelling discharge of glacierized basins assisted by direct measurements of glacier mass balance. In: *Hydrology in mountainous regions I - Hydrological measurements; the water cycle*, Lang H. & Musy A. ed., IAHS 193, Wallingford, UK, 99-106.
- Braun L.N., Brun E., Durand Y., Martin E. & Tourasse P. (1994). Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling. *Nordic Hydrology* 25 (1/2), 129-144.
- Brutsaert W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resour. Res.* 11 (5), 742-744.
- Fountain A.G. & Tangborn W. (1985). Overview of contemporary techniques. In: *Techniques for prediction of runoff from glacierized areas*, Young G. ed., IAHS 155, Wallingford, UK, 27-41.
- Francou B., Ribstein P., Saravia R. & Tiriau E. (1995). Monthly balance and water discharge of an intertropical glacier, the Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16 °S. *J. Glaciology* 41 (137), 61-67.
- Kustas W.P., Rango A. & Uijlenhoet R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resour. Res.* 30 (5), 1515-1527.
- Lliboutry L. (1964). *Traité de glaciologie*. Masson et Cie, Paris, 1040 p.
- Moore R.D. (1993). Application of a conceptual streamflow model in a glacierized drainage basin. *J. Hydrology* 150, 151-168.
- Ribstein P., Tiriau E., Francou B. & Saravia R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology: a case study in Bolivia. *J. Hydrology* 165, 221-234.
- Rigaudière P., Ribstein P., Francou B. Pouyau B. & Sariavia R. (1995a). Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le Glacier Zongo. Année hydrologique 1993-94. Informe N°43, ORSTOM, La Paz, Bolivia, 69 p.
- Rigaudière P., Ribstein P., Francou B., Pouyau B. & Sariavia R. (1995b). Un modèle hydrologique du Glacier Zongo. Informe N°44, ORSTOM, La Paz, Bolivia, 90 p.
- Rosenbrock H.H. (1960). An automatic method for finding the greatest or least of a function. *Computer Journal* 3, 175.
- Winther J.G. (1993). Short- and long-term variability of snow albedo. *Nordic Hydrology* 24, 199-212.
- WMO (1986). Intercomparison of models of snowmelt runoff. *Operational Hydrology, Report N° 23*, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 436 p.

BALANCES GLACIARES Y CLIMA EN BOLIVIA Y PERU

Impacto de los eventos ENSO

B. FRANCOU¹, P. RIBSTEIN¹, H. SEMIOND¹ y OFICINA DE RECURSOS HIDRICOS²

Resumen - Una reconstrucción del balance a partir de los datos hidrométricos del Glaciar de Zongo (Cordillera Real de Bolivia), así como una aplicación del modelo lineal" (Lliboutry) sobre los datos de balance de los Glaciares Yanamarey y Uruashraju (Cordillera Blanca del Perú), ofrecen la posibilidad de disponer de una serie de 15-20 años de balance. Analizando paralelamente los datos recogidos en estaciones meteorológicas cercanas, se puede evidenciar el rol de las temperaturas en la determinación de esos balances. La variabilidad de las temperaturas depende de una manera estrecha de los eventos ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*): durante estos eventos, las temperaturas máximas y mínimas aumentan sensiblemente y esto afecta el término *ablación* del balance de masa. Se verifica en esta serie de 20 años que todos los años ENSO estén asociados a balances negativos. Durante la mayoría de los eventos ENSO en el sur de Perú y en Bolivia, se produce una reducción de las precipitaciones, lo que contribuye a accentuar el *efecto-ENSO* sobre los balances. Estos acontecimientos tienen una influencia importante sobre la evolución actual de los glaciares andinos, caracterizada por un retroceso rápido.

Abstract - Mass balance of Zongo Glacier (Cordillera Real, Bolivia) was reconstructed by using hydrological data. In another way, the "linear model" (Lliboutry) was applied on the balance measurements from Yanamarey and Uruashraju ablation zone (Cordillera Blanca, Peru). Compared with temperature and precipitation data from reliable meteorological stations, this 15-20-yr time serie of glacier balances allows us to point out temperature as the principal factor controlling the mass balance evolution. Temperature variability strongly depends on ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*) events : a clear positive deviation of maxima and minima is generally observed during these events, which strongly increases the ablation. Consequently, a systematical negative mass balance is associated with ENSO events. In Southern Peru and in Bolivia, this tendance is enhanced by a frequent decrease in the precipitation, which modifies the accumulation term at high altitude. So, it is demonstrated that ENSO phenomena closely control the glacier mass balance variability and have a great influence in the rapid glacier retreat observed in this area of Tropical Andes.

INTRODUCCION

A partir del estudio de los glaciares en Bolivia y en Perú, surgen dos observaciones: 1) un retroceso generalizado, que se acelera desde el principio de los años 1980 (Kaser *et al.*, 1990; Ames *et al.*, 1995); 2) una fuerte variación de los balances de masa según los años, como lo han demostrado los resultados alcanzados en el Glaciar de Zongo en Bolivia entre 1991 y 1993 (Francoy *et al.*, 1995). Para conocer las razones de esta evolución, es necesario analizar la relación clima/glaciar.

¹ ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivie

² Huaraz, Perú

En este campo, existen dos métodos: 1) la modelación del balance del glaciar a partir de la medición en tiempo real de las diferentes componentes del balance energético: el enfoque físico es actualmente realizado en el Glaciar de Zongo (Rigaudière *et al.*,1995); 2) la correlación entre los balances de masa y los parámetros meteorológicos medidos en las estaciones cercanas del glaciar. El éxito de este enfoque estadístico depende de la existencia de series de datos recogidos sobre 15-20 años y de su calidad.

Este estudio utiliza los datos de balance de dos glaciares de la Cordillera Blanca del Perú acumulados durante un poco más de 15 años (Fig. 1), y presenta paralelamente una serie de balances del Glaciar de Zongo reconstruidos a partir de datos hidrológicos (Fig.2). Además, se tomarán en cuenta los datos de balance de masa recogidos directamente sobre este mismo glaciar sobre una base mensual desde 1991. Se insistirá particularmente sobre la importancia de los eventos ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) en la tendencia del balance.

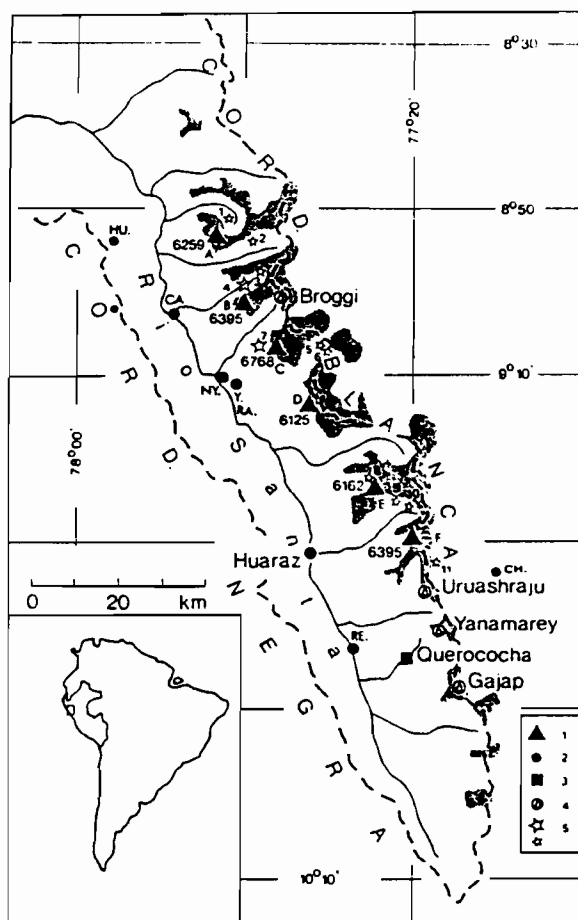


Figura 1: Cordillera Blanca y situación de los glaciares estudiados.

1. Principales picos y altitudes.
2. Ciudades y pueblos
3. Estación meteorológica de referencia ,
4. Glaciares en estudio,
5. Glaciares y lagunas glaciares peligrosos.

GLACIARES ESTUDIADOS Y METODOS DE DETERMINACION DEL BALANCE

En Cordillera Blanca, el Glaciar Yanamarey y el Glaciar Uruashraju son monitoreados para su balance desde 1977 (Ames, 1985). La ausencia de mediciones de acumulación en la parte superior del glaciar, la densidad muy variable según los años del sistema de balizas no permite una estimación del balance de masa. Pero para una aplicación como ésta donde se trata de apreciar la variabilidad climática sobre un glaciar, se puede utilizar el *modelo lineal* aplicado por

Lliboutry (1974) sobre los glaciares de los Alpes. Es así como el balance b_{jt} , en el año t en el lugar j , se descompone en 3 términos aditivos :

$$b_{jt} = \alpha_j + \beta_t + \epsilon_{jt} \quad (1)$$

α_j representa las particularidades del sitio, como la evolución del balance en función de la altitud : sobre los glaciares, esta curva tiene la misma forma (pendiente) cual sea el año en la zona de ablación,

β_t es el balance en función del tiempo centrado sobre el periodo de medición T : es el desfase de la curva hacia los balances positivos o negativos según los años,

ϵ_{jt} es un residuo aleatorio centrado.

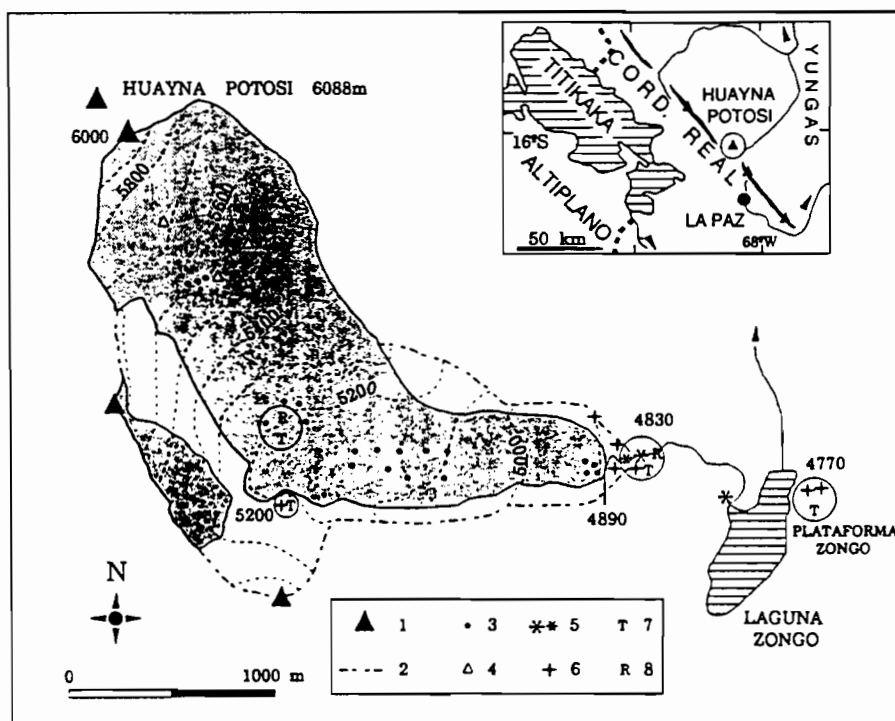


Figura 2: Glaciar de Zongo con el sistema de medición en 1993. 1. Picos 2. Límites de la cuenca 3. Estacas de balance 4. Pozos y grietas de medición del balance 5. Limnógrafo 6. Pluviómetros totalizadores 7. Termógrafos 8. Piranómetros.

Prácticamente, el procedimiento ha sido el siguiente (Fig.3) :

1) se establece la pendiente de la curva balance/altitud en los años donde la red de balizas, entre el término y la línea de equilibrio (ELA) es optimum, eliminando si es necesario las balizas muy descentradas del grupo principal ; 2) se escoge la zona del glaciar más medida durante los años: en los dos glaciares, se trata del rango altitudinal 4650-4750 m ; 3) se aplica la curva en este sector los años donde existen muy pocas mediciones y se anota como valor del balance el punto de intersección de la curva con la altitud 4700 m ; 4) el β_t representa este valor centrado sobre la serie del periodo T ; 5) este parámetro se correlaciona con las variables medidas del clima: se ha utilizado en esta Cordillera las temperaturas y las precipitaciones de la estación de Querococha

(4000 m, fig.1), cuya confiabilidad ha sido comprobada con otras estaciones cercanas (Cahuish, Huaraz).

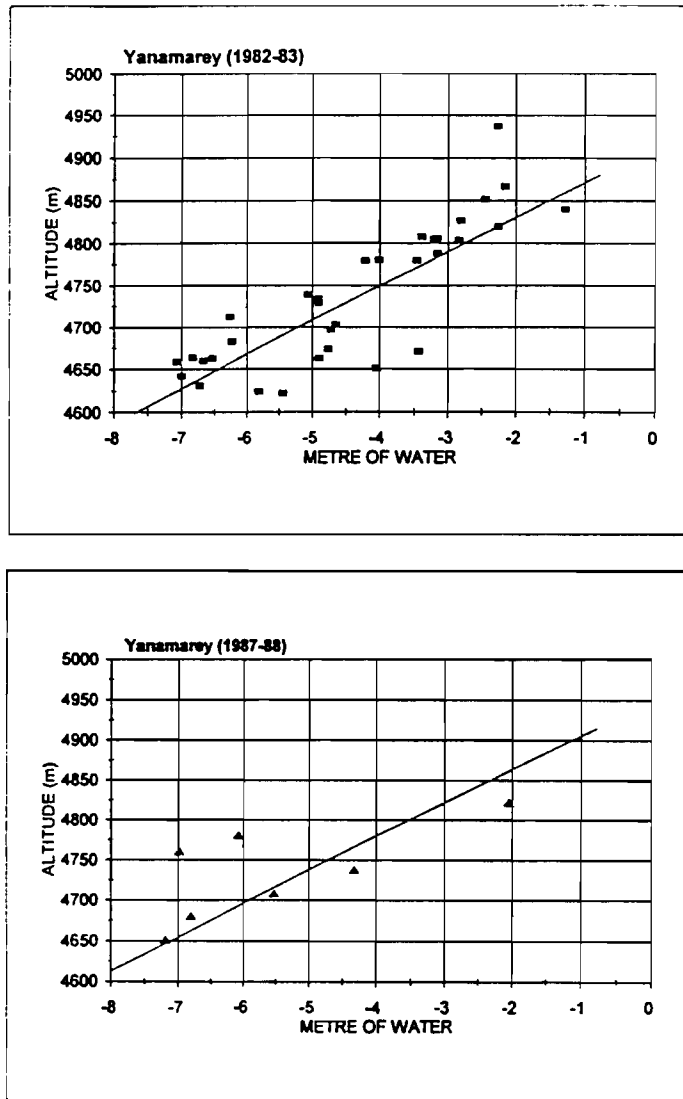


Figura 3. Glaciar de Yanamarey. Balance en función de la altitud : 1982-83 y 1987-88
 Coeficiente de actividad: 2.25 m 100m⁻¹

En la *Cordillera Real*, se ha utilizado la reconstitución del balance del Glaciar de Zongo a partir de los datos hidrológicos (Ribstein *et al.*,1995). El procedimiento es el siguiente : 1) se utilizan los dos aforos diarios efectuados diariamente desde hace 20 años (1973-1993) en la parte canalizada del glaciar, que se vierte en el Lago Zongo. Dos argumentos permiten relacionar este dato con el balance del glaciar : a) la buena correlación existente entre los caudales y aquellos medidos en la estación limnimétrica entre 1991 y 1993 ($r=0.89$, $n=600$); b) la buena concordancia entre balance medido a partir de la red de balizas, y balance estimado a partir de los volúmenes de agua escurridos en la estación (Francou *et al.*,1995): los volúmenes representan la mayor parte de la ablación medida sobre el glaciar, la sublimación siendo de menor importancia. 2) los datos faltantes (unos 15 meses) son reconstituidos con las temperaturas de la estación de La Paz-El Alto bien correlacionados con los caudales ($r=0.85$, $n =226$).

VARIABILIDAD DE LOS BALANCES Y EVENTOS ENSO

En la *Cordillera Blanca*, los balances (β_t) de los dos glaciares Uruashraju y Yanamarey son bien correlacionados ($r=0.89$, $n=16$), como se esperaba, estando los dos glaciares cercanos. Así se los puede procesar juntos. Sobre los 16 años, se notan 4 periodos de balances muy negativos (Fig.4), 1978-80, 1982-83, 1987-88 y 1990-92 y dentro de estos 4 periodos, 3 incluyen un fenómeno ENSO : 1982-83, 1987-88 y 1991-92. Se nota también que durante 1979-80, año no considerado como año ENSO, el SOI ha sido negativo.

En la *Cordillera Real*, los años en que la ablación ha sido mayor corresponden a años ENSO, con la misma observación para 1979-80 (fig.5). Señalamos que el evento ENSO 1982-83 corresponde al año con el máximo de ablación, lo que no era el caso en la Cordillera Blanca. La interrogante que surge es la siguiente: ¿Cuál es la evolución de los parámetros, temperaturas y precipitaciones en periodo ENSO?

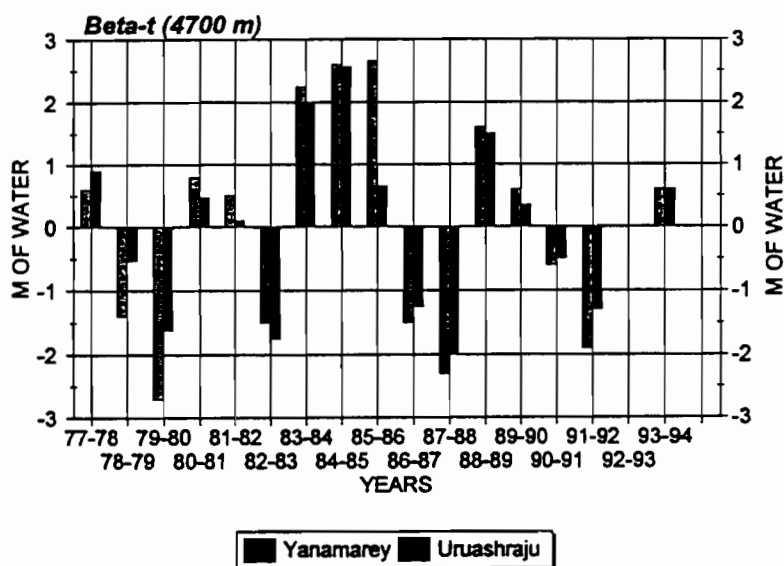


Figura 4: Valor del β_t a 4700 m de 1977 a 1994 en Yanamarey y Uruashraju. El SOI fue negativo en: 79-80, 82-83, 86-88 y 91-92

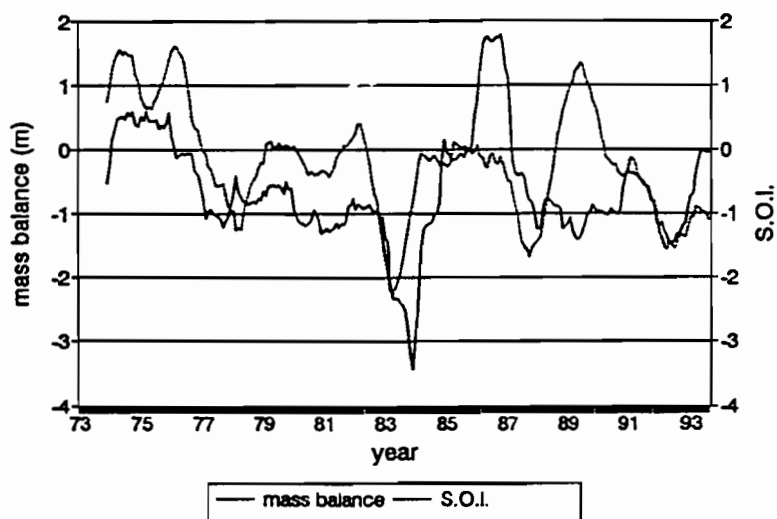


Figura 5: Balance de masa reconstruido a partir de los datos hidrométricos sobre el Glaciar de Zongo (en metros de agua) e Índice de Oscilación Sur (SOI). Cada curva representa un promedio móvil calculado sobre 12 meses.

TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES EN PERIODO ENSO

En la *Cordillera Blanca*, las temperaturas de Querococha muestran claramente una desviación positiva cuando el índice de oscilación sur (SOI) es netamente y durablemente negativo (situación ENSO)(fig.6a). La situación opuesta (anti-ENSO/temperaturas frías) se observa igualmente. De tal modo que aunque se traten de fenómenos no perfectamente sincrónicos y de intensidad proporcional, el coeficiente de correlación entre las dos series puede ser considerado como bastante alto ($r=0.64$, $n=144$). Por el contrario, las precipitaciones no muestran una tendencia clara en relación con los años ENSO, ciertos años siendo deficitarios (1991-92), mientras otros muestran un excedente (1992-93)(fig.6b).

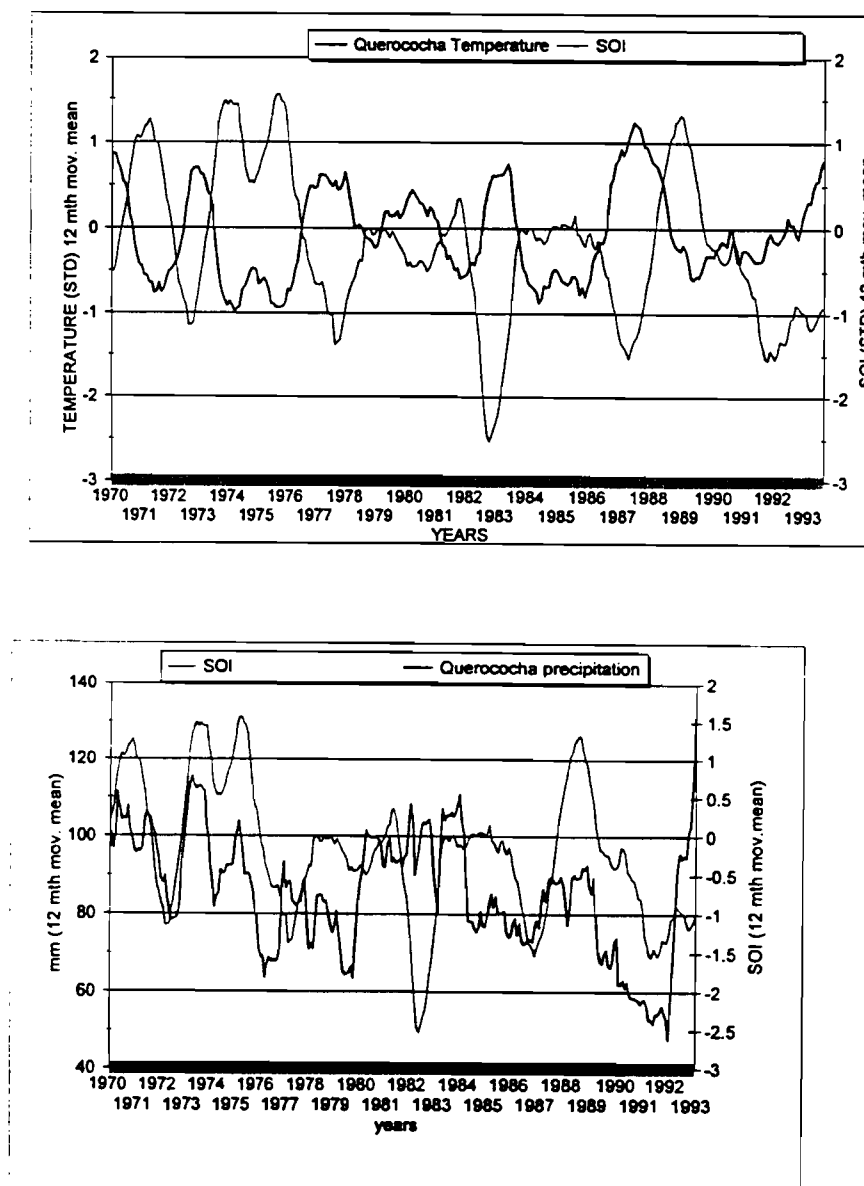


Figura 6: a) Promedio de temperatura mensual en Querococha (Cordillera Blanca) y Índice de Oscilación Sur. Valores mensuales estandarizados (promedio móvil de 12 meses). b) Total mensual de las precipitaciones de Querococha y valor del SOI

En la *Cordillera Real*, las temperaturas de la estación de La Paz-San Calixto (LPSC) muestran la misma clara desviación positiva en periodo ENSO (Fig.7a), tal como las estaciones cercanas de La Paz-El Alto y Chacaltaya no representadas aquí. Las precipitaciones de LPSC son generalmente deficitarias durante esos eventos, pero esto no es sistemático y puede aparecer con un desfase de unos 6 meses (Fig. 7b). La disminución de las precipitaciones en periodo ENSO en el Altiplano peruano-boliviano es un hecho ya mencionado (Francou *et al.*, 1985): se marca por los niveles del Lago Titicaca y se encuentra en el registro obtenido en la zona de acumulación del Nevado Quelccaya sobre varios siglos (Thompson *et al.*, 1984). Lo que evidenciamos aquí es la subida de las temperaturas -máximas y mínimas- que afecta directamente la ablación.

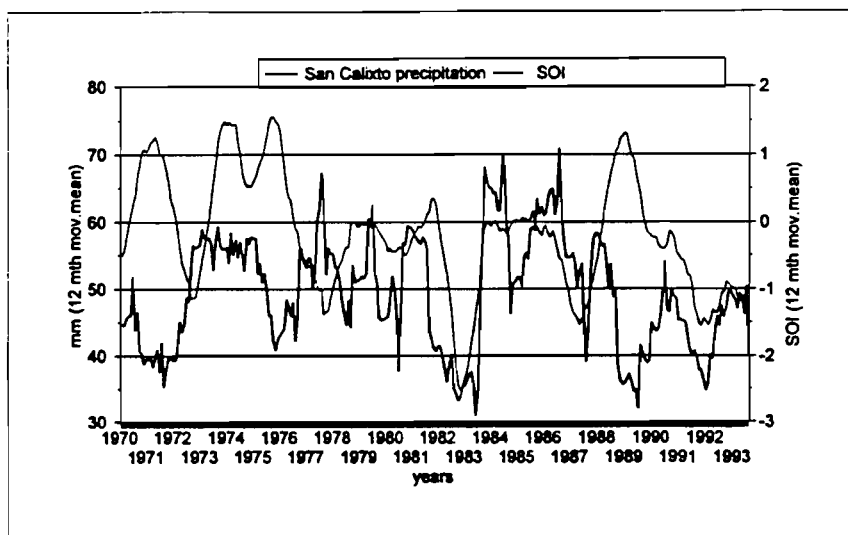
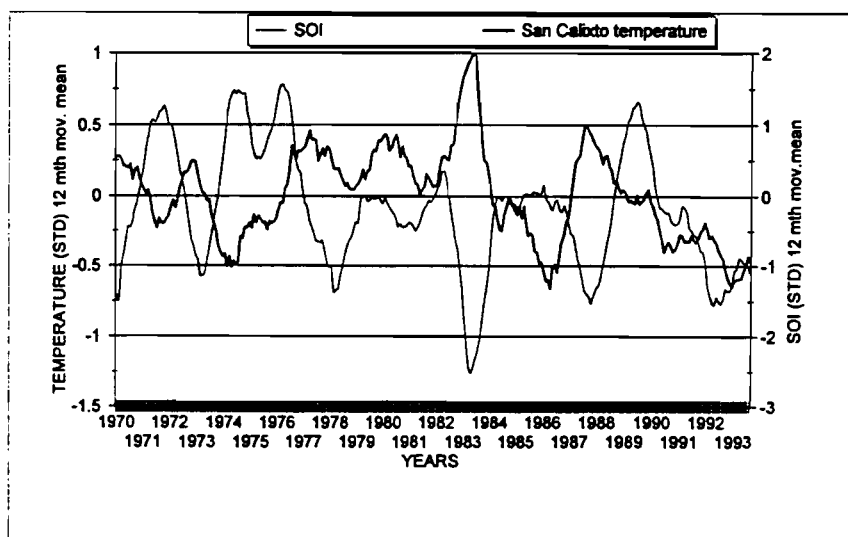


Figura 7: a) Promedio de temperatura mensual en La Paz-San Calixto (Bolivia) y Índice de Oscilación Sur. b) Total mensual de las precipitaciones en la misma estación

TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES EN EL BALANCE DE LOS GLACIARES

Presentaremos primero ejemplos de *años tipo* antes de buscar una fórmula más general.

1) años tipo : a nivel *añual*, la comparación entre 1982-83 (ENSO) y 1983-84 muestra en la Cordillera Blanca que con un exceso de precipitación igual, ocurren balances pasando de lo simple a lo doble (cuadro I) :

Años	Bal. Uruash (1)	Bal. Yana (1)	Prec (2)	Tmax (3)	Tmin (4)
1982-83	- 6.85	- 5.10	+ 288	+ 0.07	+ 1.54
1983-84	- 3.10	1.36	+ 300	- 1.47	- 0.52
1984-85	- 2.54	- 1.00	- 43.7	- 1.57	- 0.38
1979-80	- 6.72	- 6.30	- 162	+ 0.77	- 0.15
1991-92	- 6.40	- 5.50	- 298	+ 0.60	- 0.33

(1) Balance a 4700 m snm, en metros de agua

(2) Precipitaciones en Querococha (dev/promedio), en mm

(3) Temperatura máxima en Querococha (dev/promedio), en grados C

(4) Temperatura mínima en Querococha (dev/promedio), en grados C

Por el contrario, un año deficitario puede tener un balance poco negativo si las temperaturas son frías (1984-85). Sin embargo, se ven muchas veces balances fuertemente negativos que ocurren con años netamente deficitarios en precipitaciones y con temperaturas elevadas (1979-80 y 1991-92, este último siendo un año ENSO).

Para evaluar precisamente el rol respectivo de las temperaturas y de las precipitaciones, hay que desplazar el análisis a nivel mensual.

Al nivel *mensual*, se ha notado que los años con balance negativo (ENSO incluidos) incluyen una parte (un mes o más) de la temporada de precipitaciones deficitaria. Como los meses húmedos corresponden al momento del año donde la radiación está en su nivel máximo encima de la atmósfera, una disminución de la nubosidad provoca un fuerte aumento de la temperatura en la superficie del glaciar. Esto fue observado sobre los glaciares de Zongo y de Chacaltaya durante el ENSO 1991-92 donde las precipitaciones se concentraron sobre 4 meses en lugar de los 6-7 meses normales: resultó un balance de masa muy negativo con un total de precipitaciones anual poco diferente del promedio de 1000 mm (Cuadro 2, fig.8).

Ciclos	Bal. Zongo (1)	Bal. Chacal (1)	Prec (2)	Tmax (3)	Tmin (4)
1991-92	- 1.38	- 1.16	916	0.10	- 0.47
1992-93	+ 0.02	+ 0.23	1060	- 0.50	- 0.77

1) Balance de masa en metros de agua

2) Total de las precipitaciones (pluviómetros del Glaciar de Zongo), en mm

3) Temperatura máxima en La Paz-San Calixto (desv. al promedio), en grados C

4) Temperatura mínima en La Paz-San Calixto (desv. al promedio), en grados C

Así, un balance glaciar negativo es asociado en primer lugar a un aumento de la temperatura. El rol de las precipitaciones es complejo y merece una evaluación a nivel mensual.

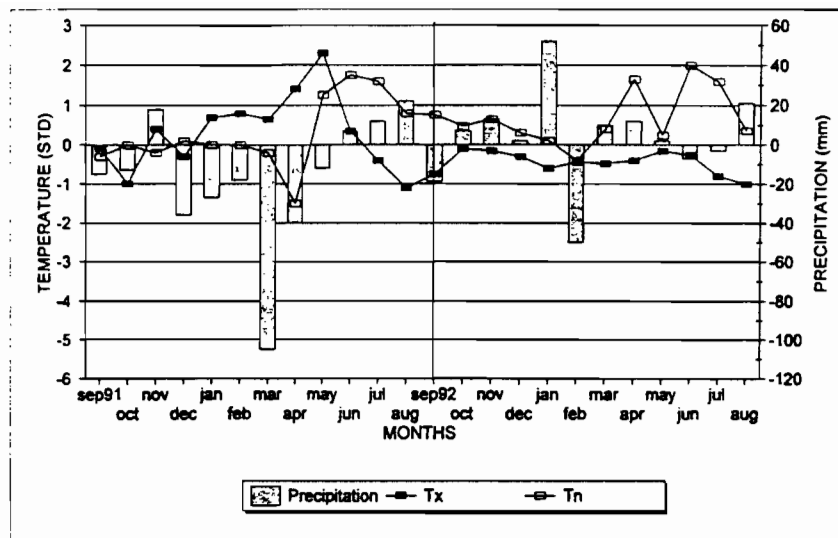


Figura 8: Desviación standard de temperaturas máximas y mínimas mensuales de 1991-93 en Chacaltaya (serie 1953-93), y desviación al promedio mensual de las precipitaciones en la Plataforma de Zongo (serie 1972-93)

2) Una correlación balance/temperatura

En el Glaciar de Zongo, se ha demostrado que temperaturas medidas en la estaciones regionales y escurrimiento podían ser correctamente correlacionadas (Ribstein et al.,1995).

En la Cordillera Blanca, se ha calculado una correlación entre los balances β_1 (y) de Uruashraju, las temperaturas máximas (Tx), mínimas (Tn) y las precipitaciones de Querococha durante el periodo 1977-92 (el dato de 1992-93, dudoso, no ha sido utilizado).

La ecuación se escribe :

$$y = 25.273 - 1.959Tx - 2.192Tn \quad (2)$$

$$\text{con } R^2 = 0.704, n = 15$$

Las temperaturas solas explican 70% de la varianza (68% para Yanamarey), siendo las precipitaciones de poca importancia. Una red de balizas más densa y de mejor distribución sobre los glaciares para el periodo 1988-93 hubiera mejorado esta correlación, que disminuye sensiblemente durante estos últimos años.

Són resultados que confirman las observaciones hechas por Lliboutry *et al.* (1977) y Kaser *et al.* (1990) sobre los glaciares de la Cordillera Blanca.

CONCLUSION.

1. Reconstruyendo los balances a partir de medidas hidrométricas sobre el Glaciar de Zongo y utilizando el modelo lineal sobre los datos de los glaciares Uruashraju y Yanamarey, se dispone de una serie de 15-20 años de datos.
2. El análisis en paralelo de las temperaturas y de las precipitaciones de estaciones cercanas, permite evidenciar el rol de las primeras en el control del balance ;
3. La variabilidad de las temperaturas es estrechamente dependiente de los eventos ENSO: las temperaturas máximas y mínimas aumentan durante estos períodos y explican la fuerte ablación medida durante estos acontecimientos. En el Glaciar de Zongo, se ha notado una elevación de 200 m de la línea de equilibrio en periodo ENSO (1991-92), en relación a un año con balance

equilibrado (1992-93). Ciertos meses, el glaciar se ha encontrado totalmente en ablación del término hasta los 6000 m ;

4. Se esperan balances de masa negativos durante estos eventos, sobre todo si, como ocurre muchas veces en el Sur de Perú y en Bolivia, se suma al aumento de la ablación la disminución de la acumulación en la altura por déficit de precipitaciones.

5. En la evolución actual de los glaciares andinos tropicales, marcada por un retroceso muy rápido, los eventos ENSO tienen sin duda alguna una influencia mayor.

6. La sensibilidad de los glaciares tropicales a las oscilaciones climáticas cortas y particularmente a las temperaturas refuerza su interés como indicador del clima.

REFERENCIAS

Ames, A. (1985). Estudio de mediciones glaciológicas efectuadas en la Cordillera Blanca por Electroperú S.A.: variaciones y balance de masas de los glaciares y su contribución en el caudal de las cuencas. Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS, Grenoble, 81p.

Ames, A. y Francou, B. (1995). Cordillera Blanca. Glaciares en la Historia. *Bull. Instituto Francès Estudios Andinos* (en prensa).

Francou B. y Pizarro, L. (1985). El Niño y la Sequía en los Altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bull. Instituto Francès de Estudios Andinos* (Lima), 14 (1-2), 1-18.

Francou B., Ribstein P., Tiriau E. y Saravia, R. (1995). Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, 41, 37, 61-67.

Kaser, G., Ames, A. y Zamora, M. (1990). Glacier fluctuation and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology*, 14, 136-140.

Lliboutry, L. (1974). Multivariate statistical approach of glacier annual balances. *Journal of Glaciology*, 13, 69, 371-392.

Lliboutry, L., Morales Arnao, B. y Schneider B. (1977). Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. III. Study of the moraines and mass balance at Safuna. *Journal of Glaciology*, 18, 79, 275-290.

Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B. y Saravia, R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology; a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165, 221-234.

Rigaudière, P., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B. y Saravia, R. (1995). Un modèle hydrologique du Glacier de Zongo. Informe N°44, ORSTOM, La Paz, 90p.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. y Morales Arnao, B. (1984). El-Niño Southern Oscillation as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226, 50-52.

HOW DO TROPICAL GLACIERS BEHAVE?

SOME COMPARISONS BETWEEN TROPICAL AND MIDLATITUDE GLACIERS

G. KASER¹

Abstract - The fact of a relatively immediate inference of tropical glacier fluctuations on a climate originating from relatively homogenous air masses makes glaciological investigations in the tropics particularly important. One peculiarity of tropical climate is the lack of any appreciable thermal seasonality. Under this general aspect two characteristic features of the glacier - climate relationship, (a) the sensitivity of the equilibrium line altitude (ELA) on climatic perturbations and (b) the corresponding reaction of glacier tongues is discussed in comparison to the well studied Alpine conditions in order to explain observed peculiarities of tropical glaciers. The discussion is based on a modelled vertical budget gradient (VBG). Compared to midlatitude glaciers the ELA reacts generally less sensitively, but more strongly if forced by a change in temperature. The tongues as well as small glaciers react sensitively on increasing ablation. The reaction on long term dynamic forcing is weak.

Resumen - El hecho de que se pueda llegar a una conclusión relativamente inmediata sobre las fluctuaciones de glaciares tropicales al clima originado por masas de aire relativamente homogéneas, hace las investigaciones glaciológicas en los trópicos particularmente importantes. Una de las peculiaridades del clima tropical es la ausencia de algún cambio térmico estacional significativo. Bajo este aspecto general, trataremos de dos características de la relación glaciar - clima. Estas son: (a) la sensibilidad de la altitude de la línea de equilibrio glaciar (ELA) a perturbaciones climáticas y (b) la reacción correspondiente de lenguas glaciares. Estas son discutidas en comparación con las condiciones alpinas, bien estudiadas, para explicar las peculiaridades observadas en los glaciares tropicales. La discusión está basada en el cálculo del gradiente vertical del balance de masa (VBG). Comparada con glaciares en latitudes medianas, la ELA en general reacciona menos sensible, pero más fuerte a cambios de temperatura. Las lenguas así como glaciares pequeños reaccionan sensiblemente a una ablación creciente. La reacción a influencias dinámicas a largo plazo es insignificante

INTRODUCTION

While climate in the midlatitudes is an average of travelling synoptic patterns of different air masses, climate in the tropics is determined by homogenous air mass characteristics, and this allows more immediate inferences of glacier fluctuations on climate. Thus, the study of tropical glaciers is of particular interest within the context of global change.

Out of a number of differently defined climatological delimitations for the tropical regions, the lines where the amplitudes of diurnal and annual range of temperatures are equal (Troll, 1943) emphasize one peculiarity of tropical climate: the lack of any appreciable thermal seasonality. These lines encompass, of course, approximately the Tropics of Cancer and Capricorn. The continental depression zones and the seasonal shifting of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) are responsible for the tropical hygric conditions featuring precipita-

¹ Department of Geography, University of Innsbruck, Austria

tion all year round with a tendency for double peaks in the annual cycle, whereas in the outer tropics a pronounced dry season is characteristic (Figure 1).

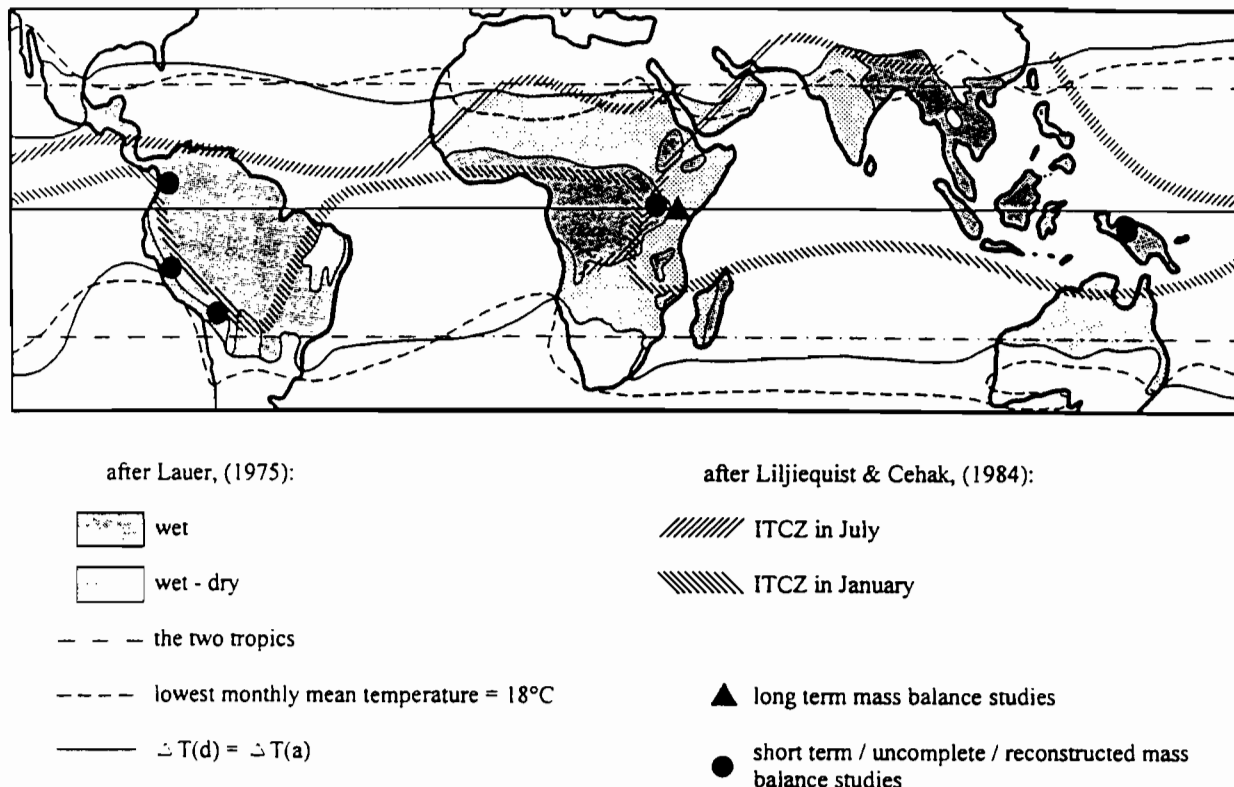


Fig. 1: The tropical belt, some of its climatological features and sites of glaciers mass balance studies

Glaciers still exist in Irian Jaya, East Africa, on the Mexican volcanoes and in the South American Andes. Their total area is estimated at about $2.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (Kaser, Hastenrath & Ames, 1995), corresponding to 4.6% of the mountain glaciers and to 0.16% of the total ice cover of the world (WGMS, 1989). More than 70% of this is found in the Peruvian Andes.

The tropical climatic setting has the following consequences for the glacier mass budget: (a) accumulation occurs only above the approximately constant limit of snowfall; (b) accumulation is concentrated in the wet season; (c) ablation persists throughout the year; (d) ablation occurs mainly in the (annual mean) ablation zone. Figure 2 illustrates the resulting tropical characteristics of the mass budget regime in comparison with conditions in the Alps. In contrast to the clear separation between the accumulation and ablation seasons in the Alps (Figure 2a), in the tropics ablation occurs during the entire year (Figures 3b and 2c), while accumulation may be either confined to a wet season in the outer tropics (Figure 2b) or continue throughout the year in the inner tropics (Figure 2c). As type sites, Perú's Cordillera Blanca, where during the dry season ablation is reduced by high evaporation/sublimation (Kaser et al., 1990), may correspond to Figure 2b, the Ruwenzori glaciers in East Africa to Figure 2c.

Under these general aspects two characteristic features of the glacier - climate relationship, the sensitivity of the equilibrium line altitude (ELA) on climatic perturbations and the corresponding reaction of glacier tongues shall be discussed in comparison to the well studied Alpine conditions in order to explain observed peculiarities of tropical glaciers. Whereas the position of the ELA is an immediate result of the mass budget and, therefore, of the weather and

climatic situation, the extent and the position of a glacier tongue is caused by both the mass budget and the lagging and damped dynamic mass supply. Both aspects will be discussed by means of the vertical budget gradient (VBG).

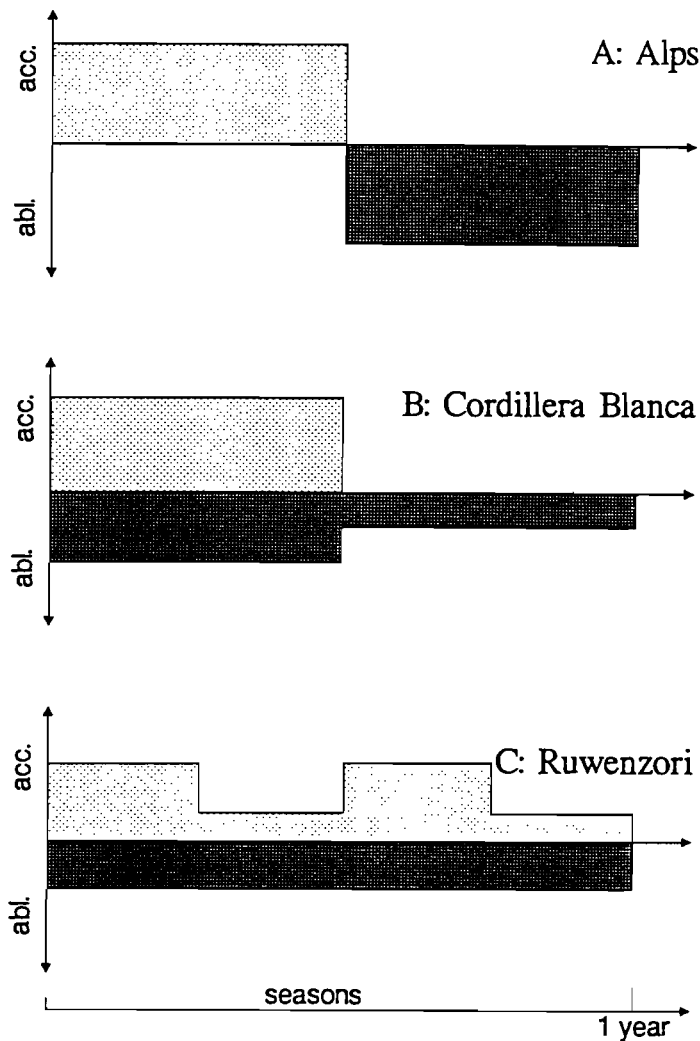


Figure 2: Schematic diagrams of the annual cycles of accumulation (light dot raster) and ablation (dark raster). From top: midlatitudes (Alps), outer tropical region with pronounced dry season (Cordillera Blanca) and inner tropical humid regions with double wet season peaks (Ruwenzori).

How different are tropical from Alpine glaciers?

Our knowledge of the behaviour of tropical glaciers is very limited compared with that of the midlatitude mountain glaciers in the Alps. Therefore, the possibilities for comparisons are limited.

Studies of the mass balance have a long series only on Lewis Glacier, Mt. Kenya (Hastenrath, 1984, 1991) and some short-time investigations have been done in different tropical mountain regions (Figure 1), i.e. in the North Peruvian Andes (Kaser et al., 1990; Ames and Hastenrath, 1994), on the Ruwenzori glaciers (Bergström, 1955; Whittow *et al.*, 1963), in Irian Jaya (Hope et al., 1976) and on the Quelccaya Ice Cap in Southern Peru (Hastenrath, 1978). Very recently, a mass balance monitoring program has been initiated on Glaciar Zongo in the Cordillera Real of Bolivia (Ribstein *et al.*, 1994) and similar programs are being considered for the Glaciar Artesonraju in the Cordillera Blanca of Peru and on a glacier of Antisana in Ecuador

(Francou, 1994). Table 1 compares the specific mass balances of Lewis Glacier (0.25 km²) with those of Hintereisferner (9.05 km²) in the Austrian Alps.

The year to year values are, of course, not synchronous but vary within the same order of magnitude with a tendency to higher values in both directions at the much smaller Lewis Glacier.

Table 1: Specific mass balances in [mm we] of Lewis Glacier (L.G.), Mt. Kenya (Hastenrath, 1984 & 1991) and of Hintereisferner (HEF), Austrian Alps (data base: Meteorological Inst., Univ. Innsbruck).

	1978-79	1979-80	1980-81	1981-82	1982-83	1983-84	1984-85	1985-86	1986-87	1987-88	1988-89	1989-90	1990-91	mean
L.G.	-70	-1750	-1210	-370	-720	-900	-950	-680	-770	-2300	770	-1010	-810	-828
HEF	-219	-50	-173	-1240	-581	320	-574	-731	-717	-946	-636	-996	-1325	-605

Long-term fluctuations of tropical glaciers were more or less synchronous with those of the midlatitude glaciers of both the northern and the southern hemisphere including the maximum extensions in the middle of the 19th and the beginning of the 20th century (e.g.: Messerli, 1980; Hastenrath, 1984; Grove, 1988). This tendency has also been proved for historical times by reconstructed and measured fluctuations of Lewis Glacier, Mt. Kenya (Patzelt et al., 1984). Signs of thickening of the upper Lewis Glacier between 1963 and 1974 (Bhatt et al., 1988) as well as small advances and stagnation of Ruwenzori glaciers in the 60s (Temple, 1968) and of glaciers in the Cordillera Blanca in the 70s (Kaser et al., 1990) suggest even a certain synchronism with the last small advances of midlatitude glaciers.

Table 2 compares the relative recession in surface area of tropical and Alpine glaciers since the last maximum extents in the middle of the 19th and the beginning of the 20th century.

Table 2: Relative loss of glacier surface area of tropical glaciers and the glaciers of the Austrian Alps.

	ÖA (n) ^(a)	IJ (n) ^(b)	Lewis (n) ^(c)	OA ^(d)	CB (n) ^(e)	Lewis (n) ^(c)	RU (n) ^(f)
classes	1850 - 1969	1850 - 1972	1850 - 1974	1920 - 1969	1920 - 1970	1920 - 1974	1906 - 1955
[km ²]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
- 0.15	67.8 (85)	78.2 (2)		45.3	73.4 (4)		58.0 (1)
- 0.30	60.3 (70)	75.3 (2)		41.5	50.2 (3)		20.6 (1)
- 0.50	55.5 (52)			36.8	35.7 (1)		14.8 (1)
- 1.00	52.4 (76)	64.0 (1)	53.3 (1)	35.1	35.0 (4)	47.9 (1)	
- 1.50	44.4 (25)			29.8	22.8 (2)		
- 2.00	42.6 (17)	62.7 (1)		28.1			
- 3.00	40.2 (14)			26.4	18.7 (6)		
- 5.00	33.9 (23)	60.4 (1)		22.4	20.8 (3)		
- 9.00	29.2 (6)			20.4	8.2 (4)		
> 9.00	23.0 (6)			14.1			
total	40.8 (374)	64.2 (7)		26.2	18.0 (27)		

(n) number of glaciers; ^(a)Austrian Alps (Gross, 1987); ^(b)Irian Jaya (Allison, 1976); ^(c)Lewis Glacier, Mt. Kenya (Patzelt, Schneider & Moser, 1984); ^(d)Cordillera Blanca, Huascarán - Chopicalqui massif (Kaser, Georges & Ames, 1995); ^(e)Moore, Elena and Speke Glacier, Ruwenzori (Kaser & Noggler, 1995)

In the Cordillera Blanca (Peru) the smallest glaciers show a clearly stronger recession whereas the biggest glaciers lost much less area than Alpine glaciers of a comparable size. The reasons for the latter might be debris covered tongues and the difficulties to make out death ice on the airphotographs. The recession of Lewis Glacier, Mt. Kenya (East Africa) compares well with Alpine glaciers, the Irian Jaya (Indonesia) glaciers suffered from a generally higher recession, the recessions of Ruwenzori glaciers (East Africa) refer to a different period but indicate similar behaviour.

Figure 3, showing the altitudinal extent between highest and lowest points of glaciers within three different tropical mountain ranges and one central Alpine catchment basin, draws the attention to a distinct difference between tropical and midlatitude glaciers.

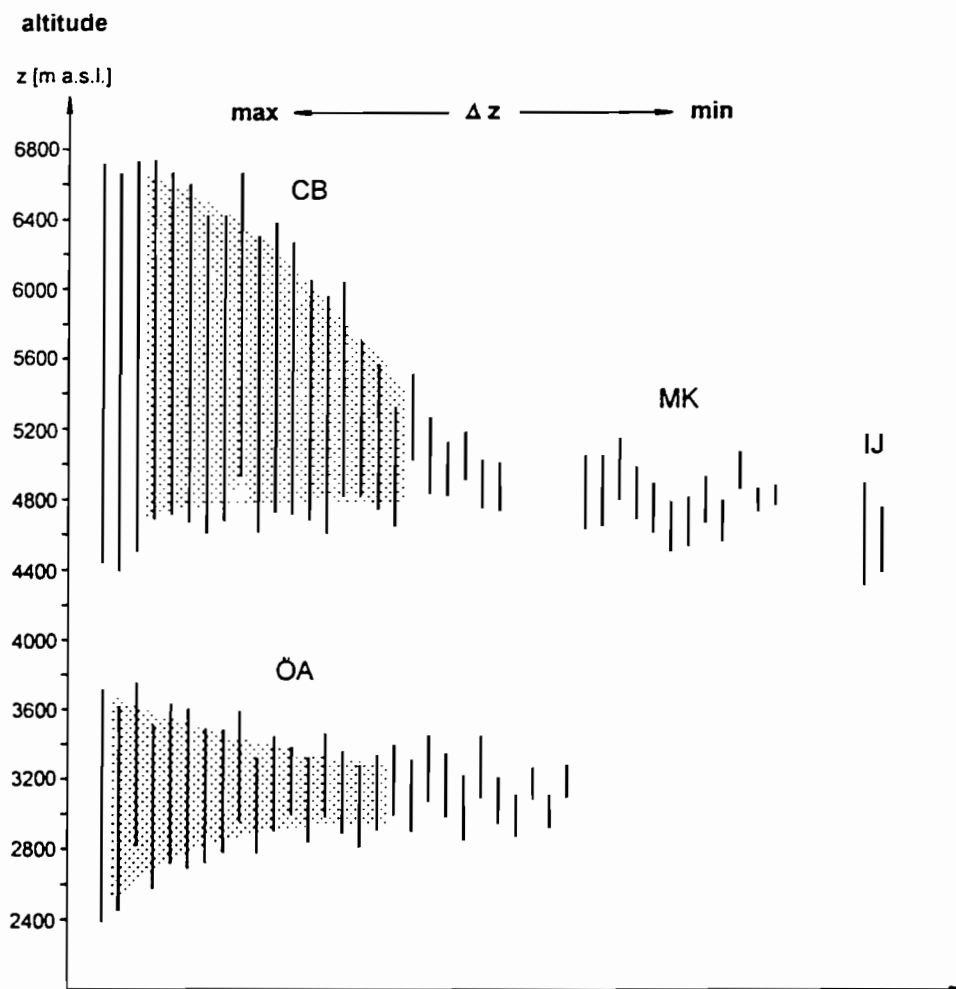


Figure 3: The altitudinal extension of glaciers between highest and lowest points within three different tropical mountain ranges [A = Huascarán - Chopicalqui massif, Cordillera Blanca in 1970 (own analysis); B = Mt. Kenya in 1963 (Hastenrath et al., 1989); C = Meren and Carstensz Glacier, Irian Jaya in 1972 (Allison, 1976)] and a central Alpine catchment basin [D = Niedertal- and Rofenache, Ötztal Alps in 1969 (Austrian glacier inventory, 1969)]. The altitudinal extensions of the single glaciers are arranged from the highest values on the left to the smallest on the right.

Whereas Alpine glaciers show a clear symmetry between highest and lowest points, in the tropical Huascarán - Chopicalqui massif the different altitudes of glacier origins have almost no effect on the altitudes of the tongues. They end more or less all at the same elevation. Glaciers with small altitudinal extent (i.e. of course all small but also markedly flat glaciers like the two major Irian Jaya ice bodies) in both, the Alps and the tropics, scatter without any general trend. They reflect predominating local effects of relief, exposition and climate as discussed for example by Kruss & Hastenrath (1990) or Kaser & Noggler (1991).

The mean rise of the equilibrium line altitude in the Austrian Alps between 1850 and 1969 was $\Delta ELA = 94$ m (Gross, 1987). For the Huascarán - Chopicalqui massif a mean rise of $\Delta ELA = 95 \pm 5$ m between 1920 and 1970 was determined (Kaser, Georges & Ames, 1985). These values are well comparable since in the Cordillera Blanca the advance at the beginning of our century reached almost the same extension as the next previous maximum in the 19th century (Kinzl, 1942). Whereas these values were obtained by the accumulation area ratio (AAR) method, Allison & Kruss (1977) determined a well comparable value of $\Delta ELA = 96$ m between the maximum neoglacial extent (ca. 1850) and the 1970s for Carstenz Glacier, Irian Jaya, by numerical modelling.

However, the general fluctuations of tropical glaciers are not essentially different from those of Alpine glaciers, but in the tropics the tongues as well as the small glaciers and/or glaciers with a small altitudinal extension behave particularly different.

THE VERTICAL BUDGET GRADIENT (VBG)

The shape of the vertical budget gradient ($VBG = db/dz$ [mm we m^{-1}]) and its climatic interpretation is of particular interest and was comprehensively discussed by Kuhn (1979a, 1984). Characteristic are much stronger vertical gradients for tropical glaciers than for mid- and highlatitude glaciers. This can also be seen from the measured VBGs of the Alpine Hintereisferner and of three tropical glaciers in Figure 4 (a and b). The tongues of tropical glaciers suffer from by far higher ablation amounts, and the weak inclinations of the tropical VBGs indicate, in a first view, little sensitivity of the ELA on climatic perturbations. The main reasons for the differences in the shape of midlatitude and tropical VBGs are shown by Kaser, Hastenrath & Ames (1995) in a simple model (Figure 4 c and d). The essential considerations are the following: The shape of the VBG is assumed to be caused exclusively by the vertical gradients of accumulation and temperature and by the absolute duration of the ablation period τ as well as by its variation in altitude $d\tau/dz$. For the Hintereisferner the calculations are based on measured mean values (Kuhn et al., 1979; Kuhn, 1979a and b) and are referred to the mean zero degree line ($0^\circ C$ -line) of the respective ablation period. A mean duration of the ablation period at the $0^\circ C$ line is assumed to be $\tau_0 = 100$ d a^{-1} . The synthetic curve in Figure 4c offers the resulting accumulation and ablation gradients as well as the VBG for the range of altitude of foremost interest between 400 m above and 600 m below the summer $0^\circ C$ isothermal surface. The VBG compares well in shape with the measured one. Its absolute position would be corrected when including all mass balance terms.

Then, the synthetic VBG of Hintereisferner was shifted into simplified tropical conditions, i.e.: (a) the $0^\circ C$ -line has no annual variations, and, therefore, (b) the ablation period lasts the whole year round with $\tau = 365$ d a^{-1} ; (c) the continuous ablation occurs on the entire ablation zone causing $d\tau = 0$ d $m^{-1} a^{-1}$; (d) exclusively solid precipitation occurs only above the $0^\circ C$ -line, while (e) mixed precipitation with a decreasing solid part is assumed until 200 m below the $0^\circ C$ -line; (f) below all precipitation is liquid.

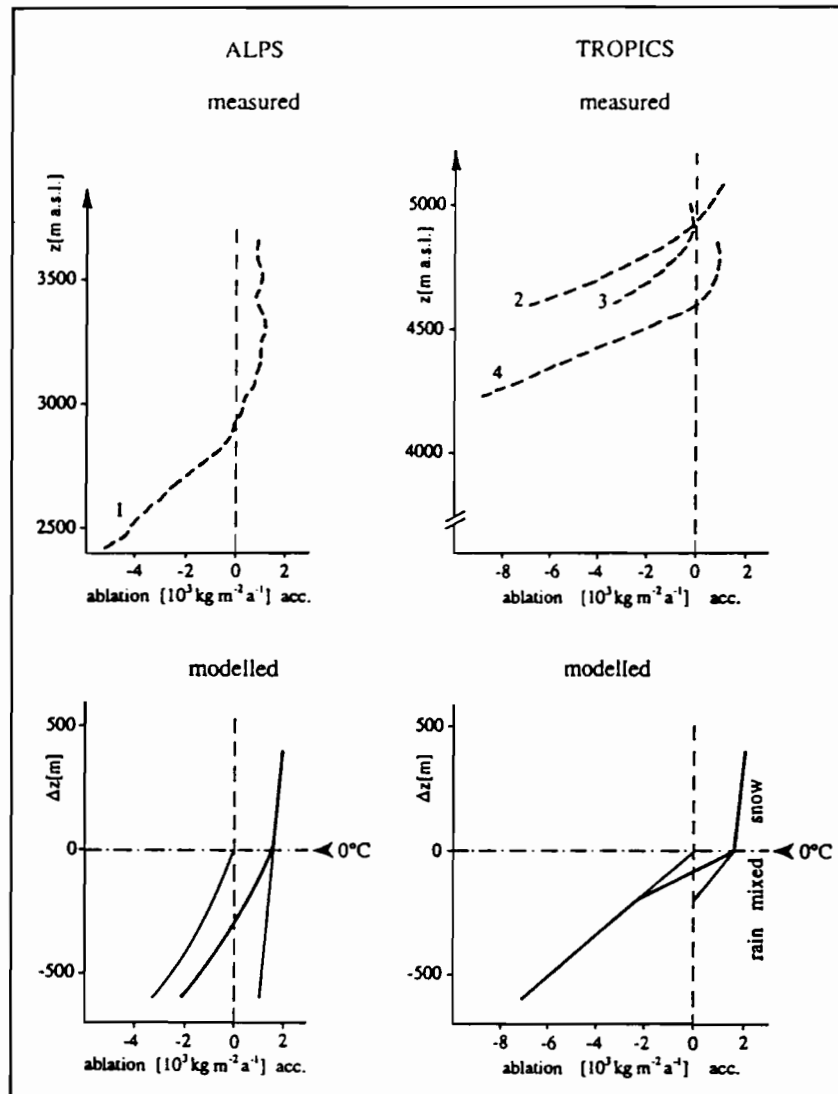


Figure 4: Measured (a and b) and calculated (c and d) vertical profiles of accumulation and ablation (thin lines) and the resulting vertical budget gradient (VBG) (thick line) of midlatitude (a and c) and tropical (b and d) glaciers. 1 = Hintereisferner, Austrian Alps [1966/67: mean specific net balance = + 20 kg m⁻² (Kuhn et al., 1979)]; 2 =: Glaciar Yanamarey, Cordillera Blanca [1977 - 88 (Ames and Hastenrath, 1994)]; 3 = Lewis Glacier, Mt. Kenya [1978 - 86 (Hastenrath, 1989)]; 4 = Punjak Jaya, Irian Jaya [1972 (Allison, 1976)]. Details of calculation are given in the text and by Kaser, Hastenrath and Ames (1995).

All other assumptions remain the same as for the Alpine glacier. Figure 4d shows the resulting accumulation and ablation gradients as well as the VBG which is in good agreement with the general shape of the measured tropical gradients. The VBG has a weak gradient above the 0°C-line and changes rapidly into a very strong gradient below it, marking a distinct kink of the curve. All measured VBGs show the small inclination in the lower part. Those of inner tropical Irian Jaya and Lewis Glacier show also clearly the bend toward the accumulation zone, whereas marked evaporation/sublimation amounts and, therefore, less ablation as well as a pronounced vertical gradient of solid precipitation could explain the smoothed VBG at Glaciar Yanamarey of the outer tropical Cordillera Blanca. The strong gradient below the 0°C isotherm results from the sensible heat transfer supposedly occurring 365 days per year plus the all year round constant transition from the solid into the mixed and fluid precipitation zone. Again, the absolute position was not the aim. Different accumulation as well as different ablation influence obviously both, absolute position and shape of the VBG. Nevertheless, the lack of a thermal seasonality causes mainly the characteristic shape of tropical VBGs and, consequently, a strong ablation below the 0°C level.

THE SENSITIVITY OF TROPICAL ELA ON CLIMATIC PERTURBATIONS

Although the cause of a shift of the mean ELA has to be understood as an interactive combination of all climatic parameters involved, the sensitivity of ELA on separated single parameters can be discussed. A shifting of the equilibrium line along the synthetic Alpine VBG (Figure 4c) of $\Delta ELA = 100$ m could be caused by either a perturbation in accumulation of $\delta c = -430 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ or in radiation balance of $\delta R = 1.44 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ or in air temperature of $\delta T_a = +0.85 \text{ K}$. The sensitivity of ELA on climatic perturbations at tropical glaciers is twofold. If there is $ELA \leq 0^\circ\text{C}$ -line - as it can be assumed for the tropical regions (Kuhn, 1980) - the above mentioned perturbations would cause $\Delta ELA(\delta c) = 35 \text{ m}$, $\Delta ELA(\delta R) = 50 \text{ m}$ but $\Delta ELA(\delta T_a) = 120 \text{ m}$. Whereas the little sensitive reaction of ELA on δc and δR is obvious from the small inclination of the lower VBG (Figure 4d), the increased reaction of ELA on T_a is caused by the combination of its immediate effect on ablation and the effect on accumulation due to the implied shift of the 0°C-line. In the dry outer tropics, as supposedly also in the Cordillera Blanca, there is $ELA > 0^\circ\text{C}$ -line. Therefore, its sensitivity on climatic perturbations is related to the upper VBG which depends mainly on the vertical gradient of accumulation (Figure 4).

THE REACTION OF GLACIER TONGUES ON CLIMATIC PERTURBATIONS

The position of the end of a glacier tongue is given where the downward increasing net ablation equals the downward decreasing mass flux from the upper glacier. The schematic model in Figure 5 points out the general characteristics of a tongue reaction on climatic perturbations as well as the respective differences between a tropical and a midlatitude situation. The inclination of the midlatitude VBG_m was chosen arbitrarily. The tropical VBG_t is subsequently 3.65 times the VBG_m . The vertical gradient of the mass flux (VGM) was again chosen arbitrarily and assumed to be equal for both the tropical and the Alpine glacier. Moreover, all gradients are assumed to be linear. All values have to be taken per horizontal square unit in $[\text{kg m}^{-2}]$ or $[\text{mm we}]$.

For a first equilibrium situation with ELA_1 , the terminus elevation TE is much higher in the tropics than in the midlatitudes. Then, the equilibrium line is moved into a higher position ELA_2 . Subsequently the VBGs rise parallel to their former position and cross the VGM in new elevations. The resulting rise of the terminus is obviously more sensitive in the tropics.

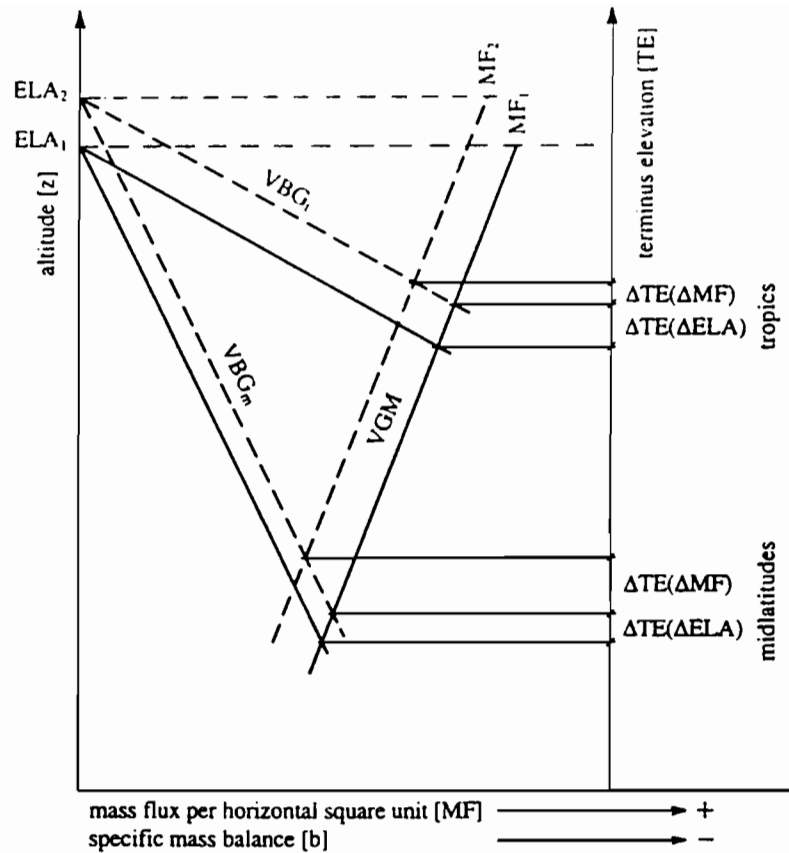


Figure 5: A simplified model of the vertical gradients of specific net mass balance (VBG) and mass flux (VGM) in order to determine the elevation of a glacier terminus (TE) under different conditions. ELA = equilibrium line altitude, MF = mass flux. The index t stands for tropics, m for midlatitudes, 1 for a first equilibrium condition and 2 for a second one.

Certainly, if the tropical VGM is assumed to be less inclined than the midlatitude one, the differences in ΔTE (ΔELA) will become less and would disappear if the tropical VGM_t becomes 3.65 times the midlatitude VGM_m . In the same way ΔTE (ΔELA) would also have the same values for both cases if $VGM = 0$. These two cases are assumed to be the theoretical limiting values.

The next step simulates the lagging reaction of a decrease in mass flux ($MF_2 < MF_1$) which follows, consequently, a persistent higher ELA_2 . The resulting ΔTE (ΔMF) is in the tropics markedly smaller than ΔTE (ΔELA) and would become smallest with $VGM_t = 3.65 VGM_m$. It would also remain smaller under the other limiting situation of $VGM = 0$. Moreover, exponential gradients within realistic values, too, would show the same tendency of (a) a higher sensitivity of tropical tongues on ΔELA compared to midlatitude tongues, (b) a markedly less sensitivity of tropical tongues on ΔMF than on ΔELA and (c) a less total response of tropical than of midlatitude tongues with the smallest value under the limiting condition of $VGM_t = 3.65 VGM_m$. If glaciers with a small altitudinal extension lose most or all of their accumulation area and the

dynamic mass flux becomes stagnant, the recession of tropical glaciers is more pronounced due to a net ablation rate up to 3.65 times the midlatitude one.

This holds for recession conditions, whereas advances are in any case dominated by the dynamic forcing and, therefore, less sensitive in the tropics.

CONCLUSIONS

Pertinent climatic characteristics of the tropics are (a) the negligible annual range of temperatures and (b) the marked seasonality of precipitation, with the prevalence of double peaks in the year-round precipitation activity in the equatorial belt as compared to a single wet season and a pronounced dry season in the outer tropics.

The simple synthesized VBG of a midlatitude Alpine glacier and its shifting into tropical conditions demonstrates clearly that the shape of the tropical VBG is mainly related to the missing thermal seasons. A continuously constant sensible heat flux and a decreasing portion of solid precipitation below the 0°C line cause a strong gradient of the VBG in the ablation zone. The position of the 0°C-line marks a more or less sharp bend toward a weak VBG in the accumulation zone which is mainly controlled by the vertical gradient of solid precipitation. As a consequence, the sensitivity of the tropical ELA on climatic perturbations depends on its position relative to the 0°C-line, being more or less sensitive above, but generally weak on or below it. Yet, a perturbation in air temperature affects the ablation as well as the accumulation by a shift of the snowfall line in order to intensify the reaction of a tropical ELA 1.2 times that of a midlatitude ELA. Due to the ablation which is persistent all year round, the tropical tongues are kept much closer to the ELA which makes assume that the accumulation area ratio is (in addition to eventual relief effects) in any case higher in the tropics than in the midlatitudes.

Compared to midlatitude glaciers, in summary, it has to be assumed that the response of tropical glaciers on climatic perturbations is more pronounced (a) in Δ ELA if it is caused by a change in air temperature and (b) in immediate short-term tongue and, therefore, surface area reactions on disadvantageous climatic changes. This is most pronounced if the ELA shifts toward the top of small glaciers or glaciers with a small altitudinal extension. Thus, their sharp reaction as well as the *Ñcutted* tongues of the huge Cordillera Blanca glaciers can be explained. On the other hand, a weak response has to be expected on the long-term dynamic forcing predominating also the total reaction toward a smaller sensitivity. (This corresponds well with the simulated results which Kruss (1984) obtained for the Lewis Glacier, showing long term tongue reactions being independent on the amplitude of the applied mass balance fluctuation.) Since advances are predominated by the dynamic forcing they are subsequently weaker in the tropics. In detail, local peculiarities of the energy balance can overlay the general regime causing particular reactions which are most obvious on small glaciers.

However, the comparatively scarce field evidence and the fact of a relatively immediate inference of tropical glacier fluctuations on a climate which originates from relatively homogenous air masses makes glaciological investigations in the tropics particularly important.

REFERENCES:

- Allison, I. (1976). Glacier Regimes and Dynamics. In Hope et al. (1976): 39 - 59
- Allison, I., P. Kruss (1977), Estimation of Recent Climate Change in Irian Jaya by Numerical Modeling of its Tropical Glaciers. Arctic and Alpine Research, 9(1): 49 - 60.

- Ames, A., S. Hastenrath (1994). Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier, Cordillera Blanca, Peru. Submitted to *J. of Geoph. Res. - Atmosph.*
- Austrian glacier inventory (1969), unpublished data base.
- Bergström, E. (1955). The British Ruwenzori Expedition, 1952. *Journal of Glaciology*, 2(17): 468 - 476.
- Bhatt, N., S. Hastenrath, P. Kruss (1988). Ice Thickness Determination at Lewis Glacier, Mount Kenya. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16: 213 - 228.
- Francou, B. (1994). Personal communication.
- Gross, G. (1987). Die Flächenverluste der Gletscher in +sterreich 1850 - 1920 - 1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23(2): 131 - 141.
- Grove, J.M. (1988), *The Little Ice Age*. Methuen, London - N. Y..
- Hastenrath, S. (1978). Heat Budget Measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes. *Journal of Glaciology*, 20: 85 - 97.
- Hastenrath, S. (1984). *The Glaciers of Equatorial East Africa*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht / Boston / Lancaster.
- Hastenrath, S. (1989). Ice Flow and Mass Changes of Lewis Glacier, Mount Kenya, East Africa: Observations 1974-86, Modelling, and Predictions to the Year 2000 A.D.. *J. of Glac.*, 35(121): 325 - 332.
- Hastenrath, S. (1991). *Glaciological Studies on Mount Kenya 1971 - 83 - 91*. University of Wisconsin, Madison.
- Hastenrath, S., R. Rostom, R.A. Caukwell (1989). Variations of Mount Kenya's Glaciers 1963 - 87. *Erdkunde*, 43: 202 - 210.
- Hope, G.S., J.A. Peterson, U. Radok, I. Allison (eds.), (1976). *The Equatorial Glaciers of New Guinea. Results of the 1971 - 1973 Australian Universities' Expeditions to Irian Jaya: survey, glaciology, meteorology, biology and paleoenvironments*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Kaser, G., A. Ames, M. Zamora (1990). Glacier Fluctuations in the Cordillera Blanca, Peru. *Ann. of Glac.*, 14: 136 - 140.
- Kaser, G., B. Noggler (1991). Observations on Speke Glacier, Ruwenzori Range, Uganda. *J. of Glac.*, 37(127): 313 - 318.
- Kaser, G., B. Noggler (1995). Glacier Fluctuations in the Ruwenzori Range (East Africa) During the 20th Century. A Preliminary Report. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*.
- Kaser, G., Ch. Georges, A. Ames (1995). Modern Glacier Fluctuations in the Huascarán - Chopicalqui Massif of the Cordillera Blanca, Perú. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*.
- Kaser, G., S. Hastenrath, A. Ames (1995). Aspects of Mass Balance Studies on Tropical Glaciers. Proceedings of the Glacier Mass Balance Conference, Innsbruck, Sept. 1994. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*.
- Kinzl, H. (1942). Gletscherkundliche Begleitworte zur Karte der Cordillera Blanca, Per'. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 28(1/2).
- Kruss, P. (1984), Terminus Response of Lewis Glacier, Mount Kenya, Kenya, to Sinusoidal Net-Balance Forcing. *J. of Glac.*, 30(105): 212 - 217.
- Kruss, P.D., S. Hastenrath (1990), The Role of Radiation Geometry in the Climate Response of Mt. Kenya's Glaciers, Part 3: The Latitude Effect. *Int. J. of Climat.*, 10: 321 - 328.
- Kuhn, M. (1980), Vergletscherung, Nullgradgrenze und Niederschlag in den Anden. *Jahresbericht des Sonnblickvereins 1978 - 80*. 1 - 13.

- Kuhn, M., 1979a: Climate and Glaciers. Sea Level, Ice and Climatic Change (proceedings of the Canberra Symposium, Dec. 1979) IAHS Publ. No. 131, 3 - 20.
- Kuhn, M., 1979b: On the computation of Heat Transfer Coefficients from Energy Balance Gradients on a Glacier. *J. of Glac.*, 22(87), 263 - 272.
- Kuhn, M., 1984: Mass Balances as a Criterion for Climatic Classification of Glaciers. *Geografiska Annaler*, 66A(3), 229 - 238.
- Kuhn, M., G. Kaser, G. Markl, H.P. Wagner, H. Schneider, 1979: 25 Jahre Massenhaushaltsuntersuchungen am Hintereisferner. *Inst. f. Meteorologie u. Geophysik, Universität Innsbruck*.
- Lauer, W., 1975: Vom Wesen der Tropen. Akademie der Wissenschaften und der Literatur. *Abhandlungen der mathematisch - naturwissenschaftlichen Klasse, Mainz*, 3.
- Liljequist, G.H., K. Cebak, 1984: *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg, Braunschweig.
- Messerli, B. (1980). Die afrikanischen Hochgebirge und die Klimageschichte Afrikas in den letzten 20.000 Jahren. In: Oeschger, H., B. Messerli, M. Svilar (eds.). *Das Klima. Analysen un Modelle, Geschichte und Zukunft*. Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg - N.Y..
- Patzelt, G. (1987). Die gegenwärtigen Veränderungen an Gebirgsgletschern der Erde. *Frankfurter Beiträge zur Didaktik der Geographie*, 10:41 - 50.
- Patzelt, G., E. Schneider, G. Moser (1984). Der Lewis-Gletscher, Mount Kenya. Begleitworte zur Gletscherkarte 1983. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20: 177 - 195.
- Ribstein, P., B. Francou (1994). A 20-year Hydrological Reconstruction of Glacier Mass Balance on an Intertropical Glacier. EGS - XIX General Assembly 25. - 19.4.1994, Grenoble. Abstract.
- Temple, P.H. (1968). Further Observations on the Glaciers of the Ruwenzori. *Geografiska Annaler, Ser. A*. 50(3): 136 - 150.
- Troll, C. (1943). Thermische Klimatypen der Erde. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 43(3/4), 81 - 89.
- WGMS (1989) World Glacier Inventory, Status 1988. IAHS (ICSI) - UNEP - UNESCO.

RETROCESO DE GLACIARES EN EL PERU: CONSECUENCIAS SOBRE LOS RECURSOS HIDRICOS Y LOS RIESGOS GEODINAMICOS.

C. PORTOCARRERO¹

Resumen - Los Andes Peruanos por la gran altura de sus picos, poseen todavía masas glaciares entre los 4500 msnm. y 6700 msnm. En algunos glaciares representativos se ha medido un retroceso marcado, lo cual por un lado, ha ocasionado y actualmente continúa originando la formación de nuevas lagunas, algunas de ellas con condiciones de peligrosidad latente y por otro lado la disminución del recurso hídrico que abastece a nuestros ríos durante la época de estío fundamentalmente. En este artículo se muestra en forma sucinta algunos datos acerca del retroceso o cambio de longitud de algunos glaciares en la Cordillera Blanca. Con el conocimiento del fenómeno que viene ocurriendo se han tomado acciones relacionadas a disminuir o evitar los peligros representados por las lagunas peligrosas y al mismo tiempo la construcción de pequeños embalses para satisfacer la demanda de agua para diferentes actividades tales como agricultura, consumo humano, energía, industria, etc.

INTRODUCCION

El Perú posee 19 cordilleras nevadas comprendidas entre las siguientes coordenadas: 8° 08' S, 77°53'W y 14° 44' S, 69°13' W. Dentro de ellas la mayor es la Cordillera Blanca con una extensión cercana a los 700 km².

Estas masas han desempeñado un papel importante en la vida y desarrollo del país por cuanto han constituido los reservorios adicionales del recurso hídrico para consumo humano, agricultura, producción de energía, industria, etc.

Refiriéndonos a la agricultura, actividad muy importante en los países andinos debe mencionarse que las tierras que no poseen sistemas de irrigación, son completamente vulnerables a las variaciones de precipitación; por lo tanto los períodos críticos golpean en forma inmediata y contundente a la producción y en consecuencia, afectan severamente a la economía de la población y del país en general.

A partir de los datos obtenidos en los glaciares representativos se sabe que su retroceso es cada vez más acelerado y por lo tanto el recurso hídrico cada vez es más escaso. Pero estos glaciares en el caso del Perú, no solamente son importantes por su valor como recurso hídrico, sino también debido a que en algunos casos han ocasionado desastres muy grandes.

El retroceso glaciar ha dejado tras de sí muchas lagunas y en algunos casos cuando la pendiente del lecho rocoso es muy pronunciado, se tienen glaciares colgantes que estando en condiciones de inestabilidad han caído sobre las lagunas originando desembalses violentos inundando y destrozando grandes áreas de cultivo, zonas pobladas y obras de infraestructura.

Tenemos el caso del Monte Huascarán (el más alto de los Andes peruanos con 6768 msnm.) de cuyo pico norte se desprendieron en los últimos tiempos, en dos oportunidades (1962 y 1970) tremendas masas de glaciar y roca que se deslizaron a mucha velocidad por el valle inferior. Se han adoptado medidas preventivas desde hace varias décadas por lo cual se ha disminuido o evitado la ocurrencia de tales fenómenos de aluvionamiento.

¹ Jefe de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de ELECTROPERU S.A., Huaraz, Perú

RETROCESO GLACIAR.

El retroceso glaciar medido como un cambio (disminución), en la longitud de los glaciares ha sido registrado en varios glaciares de la Cordillera Blanca teniendose los resultados en la figura 1.

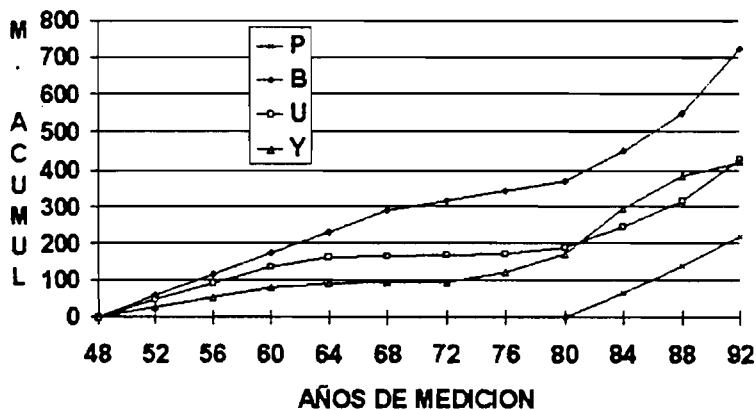


Fig. 1: Comparación de retroceso de varios glaciares (1948-1992):
Pastoruri, Broggi, Uruashraju, Yanamarey

Como se puede observar, el glaciar Broggi en forma acumulada desde 1948 hasta 1992 ha disminuido en su longitud aproximadamente 720 metros, así mismo el glaciar Uruashraju retrocedió alrededor de 420 metros en forma casi similar que Yanamarey ; coincidentemente el Glaciar Broggi se halla al norte de los segundos y por lo tanto en una latitud menor.

Es también importante observar en los siguientes cuadros que el retroceso glaciar o disminución en su longitud ha aumentado significativamente a partir de 1980 tal como se observa en la figura 2.

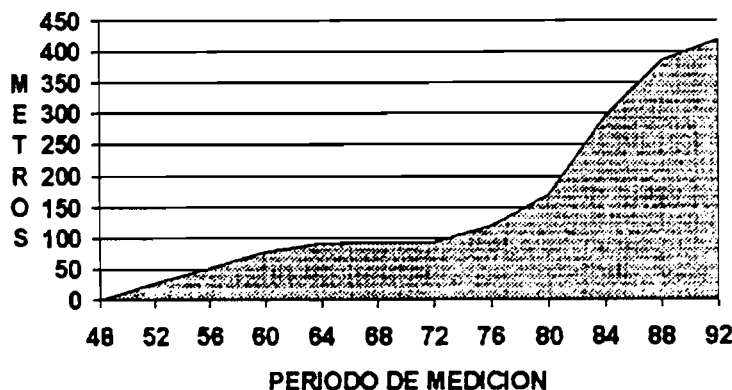


Fig. 2: Retroceso del Glaciar Yanamarey (1948-1992)

De igual manera podemos apreciar en la figura 3, que en los promedios de temperatura máximas durante el período 1965-1992, se ve que a partir de 1980, existe una tendencia de incremento de la temperatura.

Estas temperaturas han sido registradas en una estación cercana al glaciar Yanamarey, y tal como se observa en las Figuras 2, 3 y 4, existe una estrecha relación con la variación del retroceso glaciar, así como con las variaciones del balance de masas.

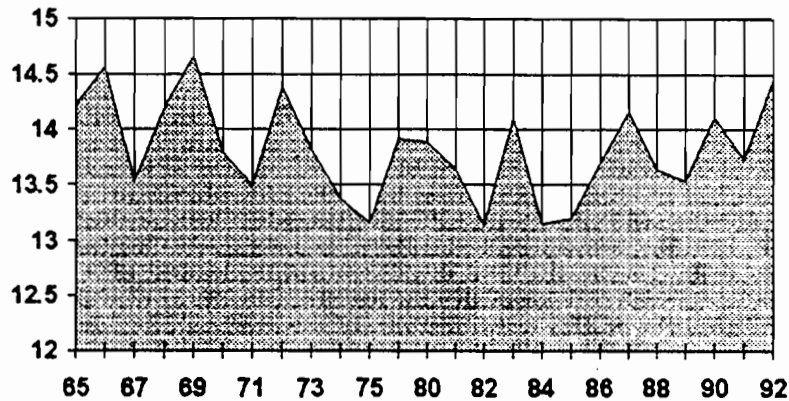


Fig. 3: Temperaturas máximas promedio anuales de Querococha

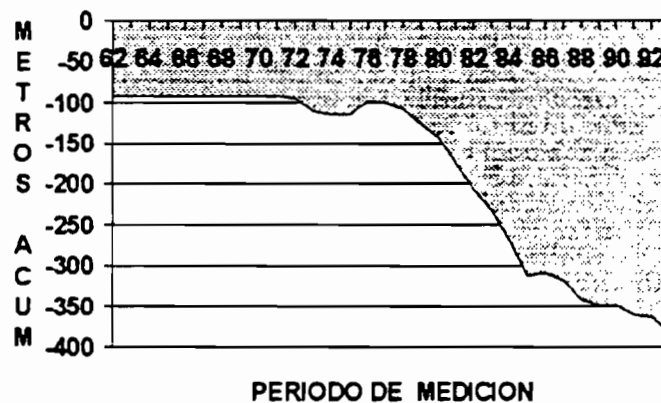


Fig. 4: Balance de masas del Glaciar Yanamarey (1962-1993)

Toda esta información hidrometeorológica sirve de base para el planeamiento del aprovechamientos de recursos hídricos de tal manera que de la calidad y cantidad de la información se puede determinar la confiabilidad de los diseños y la construcción de los proyectos de aprovechamiento.

El cambio de los patrones del clima influirá grandemente en el desarrollo de las actividades que están íntimamente relacionadas con el agua.

Es así como el río Santa principal captador de las escorrentías procedentes de la Cordillera Blanca, adicionalmente a la variabilidad anual que tiene , ya que mientras en la época de estío

transporta un mínimo entre 15 y 20 m³/seg., por el contrario en la época de precipitaciones transporta más de 400 m³/seg.

De igual manera también los balances de masas que son negativos desde hace varias décadas y sus mayores valores aumentan a mayor velocidad a partir de 1980.

PROCESOS DE ALUVIONAMIENTO

La mayor parte de los glaciares de la Cordillera Blanca se hallan ubicados detrás de morrenas muy grandes y el proceso de recesión registrado desde 1932, en que se inician las primeras mediciones y mapeo por la expedición austro-alemana dirigida por el Dr. Hans Kinzl, ha sido muy considerable. Como resultado de tal retroceso glaciar en principio se formaron pequeñas lagunas que luego fueron creciendo paulatinamente. Existen diferentes tipos de lagunas que se han formado en concordancia con la morfología del terreno o de la roca base. La clasificación que nos ha interesado ha sido fundamentalmente desde el punto de vista de peligrosidad y de un posible aprovechamiento como reservorio.

En las cordilleras nevadas del Perú se han producido muchos fenómenos de aluvionamiento debido fundamentalmente a las siguientes causas:

- Por la caída de bloques de hielo o masa glaciar sobre las lagunas.
- Por el deslizamiento de los taludes interiores del vaso de la laguna.
- Por la caída de masas de roca sobre la laguna.
- Por la caída de una mezcla de glaciar y roca sobre las lagunas.

Históricamente se han registrado muchos aluviones entre los cuales podemos citar algunos:

REPORTES CONOCIDOS

1. Inundación de la ciudad de Huaraz hasta varias varas de altura (Publicación en la Crónica por el Padre Beltrán). 04 marzo 1702
2. Sismo ocasiona avalanchas de hielo y ruptura de lagunas que destruyen Huaraz desapareciendo 1500 personas quedando solo 300 personas. 06 enero 1725
3. El pueblo de Ancash sufrió un aluvión por una avalancha del nevado Huandoy sepultando 1500 personas; por dicho motivo en 1839 el Mariscal Agustín Gamarra puso el nombre de Ancash al departamento. 06 enero 1725
4. Deslizamiento y aluvión en Monterrey-Huaraz 10 febrero 1869

5. Aluvión en Macashca-Huaraz, procedente de la laguna Tambillo, muriendo muchos pobladores. 24 junio 1883
6. Ruptura de la laguna Solterococha (Cordillera Huaychuash), sobre Pacllón-Bolognesi. 14 marzo 1932
7. Ruptura de la laguna Arteza, quebrada Buin Carhuaz-Ancash. 20 enero 1938
8. Ruptura laguna Magistral en Conchucos destruyendo 32 casas y 13 puentes. 1938
9. Ruptura de la laguna Suerococha en el Alto Pativilca. 20 abril 1941
10. Ruptura de las lagunas Palcacocha y Acoshcocha en la quebrada Cojup-Huaraz, murieron 5,000 personas; ocurrió a las 6.45 am. 13 diciembre 1941
11. Ruptura de las lagunas Ayhuiñaraju y Carhuacocha destruyendo pueblo y ruinas de Chavín. 17 enero 1945
12. Ruptura de la laguna Jancarurish, destruyendo instalaciones de la Hidroeléctrica Cañón del Pato, y ferrocarril Chimbote-Huallanca. 20 octubre 1950
13. Desborde de la laguna Artesoncocha sobre laguna Parón. (Dos oportunidades). 16 julio 1951
28 octubre 1951
14. Ruptura laguna Millhuacocha, quebrada Ishinca-Paltay-Huaraz. 06 noviembre 1952
15. Aluvión proveniente del Huascarán norte destruyendo localidad de Ranrahirca y 09 pueblos pequeños. Murieron 4,000 personas 10 enero 1962
16. Avalancha del nevado San Juan sobre la laguna Tumarina-Huantar-Huari. 19 diciembre 1965

17. Avalancha de roca, hielo y aluvión proveniente del Huascarán Norte, sepultó la ciudad de Yungay, Ranrahirca, malogrando la Central Hidroeléctrica Cañón del Pato y poblaciones del valle medio e inferior del río Santa; destrucción de la línea férrea Chimbote-Huallanca. 23 muertos.

Ocurrió después de un sismo de intensidad 7.9 (Escala Richter), que ocasionó 70,000 muertos y 50,000 heridos; 186,000 edificios destruidos, el área afectada fue de 180,000 kilómetros cuadrados. Se estima que el volumen que cayó de la cumbre norte del Huascarán fue de 50 millones de metros cúbicos incluyendo piedras, arena, tierra, roca y glaciar, y la velocidad del alud fue de aproximadamente 160 km./hora. La cima norte del Huascarán se considera a 6,663 metros sobre el nivel del mar y el valle de Yungay a 2,600 metros sobre el nivel del mar. Se ha encontrado un bloque de roca en el valle que se presume pertenece al Huascarán y que tiene un peso de 15,000 toneladas, o sea un paralelepípedo regular de aproximadamente 17 metros de lado.

31 mayo 1970

18. Aluvión de la quebrada Pacliash-Paltay; sin consecuencias fatales o graves.

agosto 1982.

En todos los casos ha habido un factor común para la ocurrencia del fenómeno catastrófico y ese ha sido el volumen de agua contenida en la laguna; a mayor volumen el peligro es mayor.

Es por ese motivo que la tarea de mitigación del desastre, la disminución del poder destructivo de un fenómeno de aluvionamiento se ha orientado a la disminución de los volúmenes de las lagunas. Consiguientemente la solución del problema se ha concentrado en un aspecto netamente de ingeniería, por lo cual la metodología para la reducción de volúmenes o procesos de desague se ha realizado con los siguientes procedimientos:

- Por medio de cortes o tajos en los diques naturales.
- Por medio de túneles para efectuar conexiones subacuáticas.
- Por medio de sifonamientos.

En la figura 5 se observa en forma esquemática el proceso de una avalancha o alud de glaciar sobre una laguna.

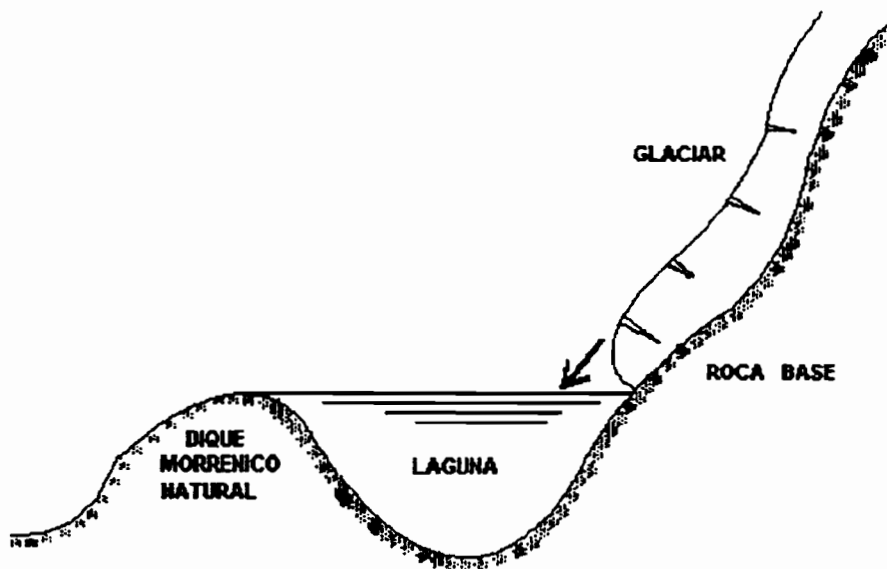


Fig. 5: Peligro de avalanchas de glaciar sobre una laguna

PROCEDIMIENTOS DE TRABAJO.

Tal como se ha mencionado líneas arriba, se han aplicado varios procedimientos para disminuir o eliminar el peligro procedente de las lagunas de origen glaciar. Comenzaremos mencionando los siguientes:

Cortes a tajo abierto en el dique natural

Este ha sido el procedimiento más antiguo que se ha empleado para desaguar parcialmente las lagunas. El método ha consistido en bajar el nivel de las aguas mediante un corte a tajo abierto en el dique natural en una magnitud y caudal seguros que no afecten la estabilidad ni las características físicas de la morrena y al mismo tiempo permitan un descenso continuo del nivel del espejo de las aguas.

De esta forma se han efectuado descensos del nivel de las aguas desde 10 hasta 20 metros por debajo del nivel natural y en algunos casos hasta 25 metros.

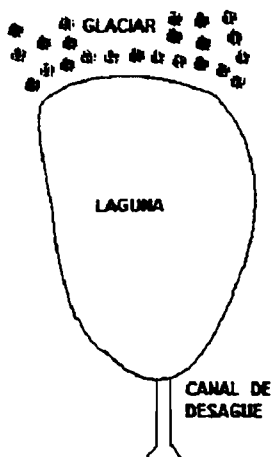
En vista de que un canal abierto de esta forma no elimina totalmente el peligro, pues quedan pendientes los glaciares colgantes que pueden caer en cualquier momento; por dicho motivo es que adicionalmente al desague en muchos casos ha sido necesario construir un conducto de rebose y luego restituir el dique para evitar un desague violento por efecto de las caída de masas de glaciar que a su vez producen oleajes de gran altura. Estos diques artificiales nos permiten contrarrestar la acción destructora, erosiva de los oleajes.

En las figura 6 se muestra esquemáticamente la forma en que se procede con los cortes en los diques naturales y luego la construcción de los conductos de rebose y restitución del dique artificial.

Este tipo de procedimiento se emplea en diques naturales morrénicos cuyo material constitutivo no sea deleznable por lo tanto no existe el peligro de erosión regresiva. Se han presentado algunos casos en los que el dique natural no está suficientemente consolidado o posee mucha permeabilidad, no siendo por lo tanto seguro efectuar los desagües por el

procedimiento de excavación. En esos casos es recomendable el procedimiento por el sistema de túneles subacuáticos.

Se conoce que en algunos casos durante el proceso de apertura del corte de desagüe se produjeron fenómenos de aluvionamiento, por lo cual es estrictamente necesario que la dirección técnica de un proyecto de esta índole, debe en forma permanente estar en forma vigilante pues un mal manejo del procedimiento puede ocasionar una catástrofe de igual o peor magnitud de las que produce la naturaleza.



SISTEMA DE DESAGUE POR CORTE A TAJO ABIERTO

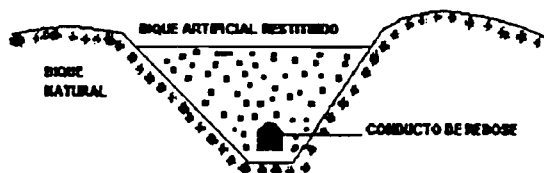


Fig 6: Procedimiento por medio de corte a tajo abierto

Es importante tener en cuenta que la calidad constituyente del dique natural es un factor que incide notablemente en el procedimiento del desagüe, conociéndose que toda morrena es un material heterogéneo, sin embargo la matriz principal o el elemento principal conformante de dicha morrena determinará su comportamiento durante el proceso de desagüe.

PROCEDIMIENTO POR MEDIO DE TUNELES SUB-ACUATICOS.

Tal como se ha descrito en el párrafo anterior cuando las condiciones del dique natural no permiten efectuar excavaciones a cielo abierto y al mismo tiempo se tiene la posibilidad de encontrar una buena roca para la horadación de un túnel se recomienda este procedimiento. Se han efectuado algunas obras con este procedimiento. La mayor ha sido la efectuada en la Laguna Parón, la más grande de la Cordillera Blanca, con una longitud mayor de 2.9 Km. y un ancho mayor de 0.6 Km. y una profundidad máxima de 67 metros, con una capacidad máxima de 78 millones de metros cúbicos. En esta laguna se ha horadado un túnel de 1400 metros de longitud haciendo la conexión sub-acuática a 60 metros de profundidad. En el caso de la laguna Parón se ha combinado los conceptos de seguridad y aprovechamiento de tal manera que es posible obtener una regulación estacional de aproximadamente 50 millones de metros cúbicos.

En la parte superior de la figura 7 se aprecia, en un dibujo en planta, la orientación que se dio al túnel, haciendo que el contacto túnel-laguna se efectúe en la zona más profunda. Luego de haber efectuado con éxito la conexión túnel laguna se procedió al desague del 80 % de la laguna para verificar la estabilidad y comportamiento de los taludes naturales interiores del vaso de la laguna, y después de verificar sus buenas condiciones se instaló un sistema de regulación con dos compuertas, una de regulación y la otra de emergencia para poder manejar adecuadamente los volúmenes de la laguna dentro de los conceptos seguridad-aprovechamiento.

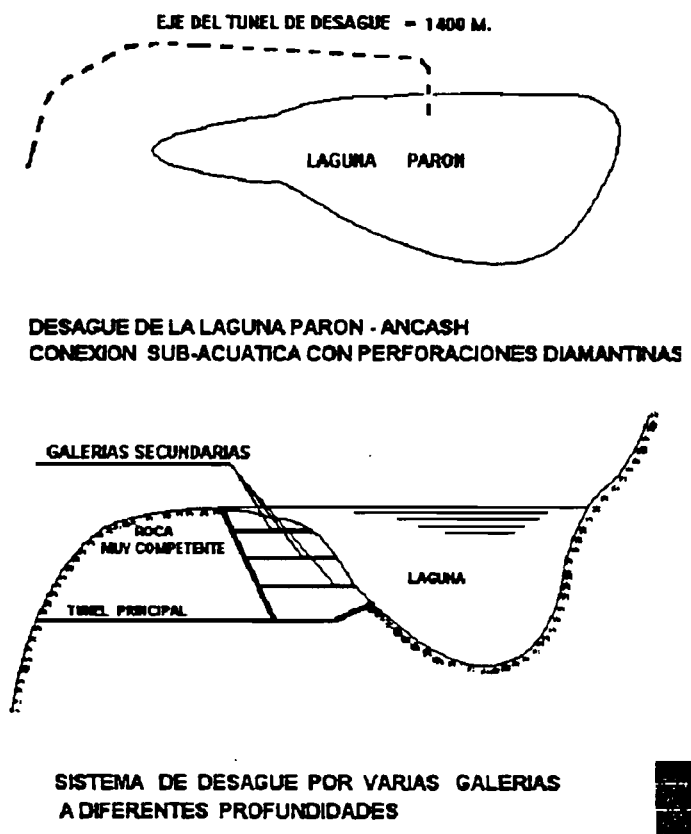


Fig. 7: Túneles subacuáticos: ejemplo de la laguna Parón

Otro ejemplo que se ha llevado a cabo exitosamente es el desague de Laguna 513 en la Cordillera Blanca mediante la horadación de varios túneles con el objeto de obtener un caudal seguro sin emplear elementos de regulación tales como válvulas o compuertas. Para la conexión del túnel con la laguna se perforaron con explosivos agujeros de 0.90 m. de diámetro, constituyendo, cuatro disparos sub-acuáticos con una carga de agua de 5 metros en cada caso, con lo que se obtuvo caudales seguros que no erosionaron el cauce del río.

BIBLIOGRAFIA

- Inventario de Glaciares del Perú (1989). Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de ELECTROPERU S.A.
 Informes Mensuales y anuales del Departamento de Geología y Glaciología de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de ELECTROPERU S.A.
 Boletín del Colegio de Ingenieros del Perú (1980). Sede Huaraz.

**LA RED DE MONITOREO GLACIO-HIDROLOGICO DE ORSTOM Y DE SUS
CONTRAPARTES EN BOLIVIA, PERU Y ECUADOR :**
**Una herramienta para el estudio del recalentamiento global
y de sus consecuencias en los trópicos.**

B. POUYAUD¹, B. FRANCOU² y P. RIBSTEIN¹

Résumé - Depuis quelques années, avec ses partenaires sud-américains de Bolivie, du Pérou et d'Equateur, l'ORSTOM entretient un réseau de mesure sur quelques glaciers représentatifs de ces 3 pays. Les glaciers tropicaux sont en effet des objets hydrologiques qui intègrent particulièrement bien les effets d'un changement climatique. Les premiers résultats ont ainsi mis en évidence l'influence des événements ENSO sur l'hydrologie glaciaire, avec des effets contrastés en Cordillère Royale de Bolivie et en Cordillère Blanche du Pérou. De même, les modifications du comportement des glaciers tropicaux exercent une influence considérable sur la ressource en eau de ces pays. Le programme en cours attend beaucoup de ses extensions, déjà partiellement opérationnelles, en Equateur et en Colombie, notamment en ce qui concerne les répercussions d'un changement climatique sur les risques glaciologiques et leur prévision. Cette recherche fait enfin partie intégrante d'un projet soumis au Programme "Environnement et Climat" de la Communauté Européenne, ce qui, le cas échéant, pourrait lui apporter un soutien financier appréciable autorisant tous les développements souhaités.

Resumen - Desde hace algunos años, junto con sus contrapartes sudamericanas de Bolivia, de Perú y de Ecuador, ORSTOM mantiene una red de mediciones en algunos glaciares representativos de estos 3 países. Los glaciares tropicales son, en efecto, objetos hidrológicos que integran particularmente bien los efectos de un cambio climático. Es así que los primeros resultados evidenciaron la influencia de los acontecimientos ENSO sobre la hidrología glaciaria, con efectos contrastados en la Cordillera Real de Bolivia y en la Cordillera Blanca del Perú. Asimismo, las modificaciones del comportamiento de los glaciares tropicales ejercen una influencia considerable sobre el recurso hídrico de estos países. El programa en curso espera mucho de sus extensiones, particularmente ya operacionales, en Ecuador y en Colombia, sobre todo en lo que concierne a las repercusiones de un cambio climático sobre los riesgos glaciológicos y su previsión. Esta investigación forma parte de un proyecto sometido al Programa "Medio ambiente y Clima" de la Comunidad Europea, lo que, llegado el caso, podría aportarle un apoyo financiero apreciable permitiendo todos los desarrollos deseados.

INTRODUCCION : el interés de monitorear los glaciares tropicales

La comunidad científica internacional está de acuerdo en reconocer en los glaciares una sensibilidad particular a las evoluciones climáticas. Las importantes variaciones seculares de los glaciares templados, europeos o norteamericanos, son muy bien conocidos y desde hace tiempo han permitido evidenciar La Pequeña Edad de Hielo de los siglos XVII y XVIII. Los glaciares tropicales, más difícilmente accesibles, eran hasta hace poco casi desconocidos. Pero desde hace algunos años, diferentes trabajos en Perú (Thompson et al., 1984; Thompson et al., 1986), en

¹ ORSTOM, Bolivia.

² ORSTOM-CNRS

Kenya (Hastenrath et al., 1992) y en Bolivia (Francou et al., 1995) han mostrado su extrema sensibilidad a los cambios climáticos en escalas de algunos decenios.

Tres razones principales pueden explicar esta sensibilidad particular del funcionamiento de los glaciares tropicales:

- En las bajas latitudes intertropicales, la amplitud térmica estacional es inferior a 5° C y las partes bajas de los glaciares están todo el año en régimen de ablación, de manera que el balance glaciar evoluciona rápidamente con la altura, con un importante coeficiente de actividad. Los glaciares son de corta longitud y, sometidos a cambios climáticos, su frente reacciona rápidamente, en un breve tiempo de respuesta, con un avance o un retroceso.
- En época húmeda, durante el paso de la Zona de Convergencia InterTropical (ZCIT) hay coincidencia entre el período de acumulación y el máximo anual de energía radiativa recibida. La variabilidad interanual que caracteriza a esta época se traduce por una variabilidad acentuada de los balances glaciares.
- En las regiones más húmedas, con precipitaciones superiores a 800 mm, el aumento de las temperaturas medias se traduce en los balances según dos causalidades : el calor sensible proporcionado por la radiación crece, así como el cantidad de calor disponible relacionado en el glaciar con el ascenso altitudinal del límite lluvia/nieve. En cambio, en las regiones más secas, con precipitaciones inferiores a 400 mm, la disminución de las precipitaciones continúa siendo el principal factor limitante del balance : el aumento simultáneo de la radiación, de la evaporación y de la sublimación compensa las bajas temperaturas y no permite la presencia permanente de aparatos glaciares, aun en las cimas que pasan de los 6000 m.

La zona tropical de altura superior a los 4000 m muestra ser *a priori* una zona geográficamente muy sensible a las evoluciones climáticas generales :

- A corto plazo, la variabilidad climática del área andina tropical, marcada por acontecimientos singulares mayores como los fenómenos ENSO, puede ser caracterizada a escala anual por el comportamiento de los glaciares : los episodios ENSO se traducen en altura por una anomalía térmica positiva y eventualmente (Perú) un déficit pluviométrico que reaccionan negativamente sobre el balance de los glaciares, iniciando o acelerando su retroceso.
- Un aumento de la temperatura atmosférica y oceánica en los trópicos, previsto a mediano plazo, debería traducirse en un aumento de la evaporación y de la humedad relativa, acompañada de una activación de las transferencias de calor, cuya consecuencia debería ser la banalización del retroceso glaciar observado durante los fenómenos ENSO. Este proceso ya comenzó sin duda, fundándose en la excepcional rapidez de la desglaciación observada en alta montaña tropical, en cualquier parte del mundo, desde comienzos de los años 1980.

Estos desequilibrios, evidenciados en aparatos glaciares tropicales, afectan también de manera marcada los recursos hídricos a los cuales están relacionados. Las reservas de agua, que constituyen los glaciares, ya no aparecen actualmente como recursos renovables, al menos en lo que concierne a los pequeños aparatos glaciares. Al mismo tiempo, aumentan los riesgos asociados al retroceso acelerado de los glaciares, avalanchas y, sobre todo, vaciados catastróficos de las lagunas glaciares.

Observando la evolución de los glaciares y de las capas de nieve temporales, gracias a una

red de observación apropiada que se extiende entre el Trópico de Capricornio (norte de Chile y Bolivia) y el norte del Ecuador (Ecuador y Colombia), se dan los medios para disponer de un instrumento incomparable y multi-objetivos que permite a la vez :

- Caracterizar a mediano plazo las consecuencias de un recalentamiento atmosférico general, en lugares de altura donde la aridez aumenta yendo hacia el Sur y según procesos gradualmente variables.
- Estudiar los efectos de la variabilidad climática local, en particular de la que está asociada en esta área meridiana con acontecimientos ENSO y anti ENSO.
- Finalmente, analizar las consecuencias hidrológicas y económicas de una evolución tal, primero a nivel de los grandes tanques endorreicos andinos (lagos, como el Titicaca; capas y salares del Sur), y también a nivel de instalaciones puntuales que alimentan con agua potable los grandes centros urbanos (cuyas las tres capitales Lima, La Paz y Quito), con agua de riego los confines áridos del Pacífico en Perú y en Chile y, finalmente, con energía hidroeléctrica regiones enteras de Chile, Bolivia, Perú y Ecuador.

LA RED DE OBSERVACION EXISTENTE

Desde 1991, ORSTOM, junto con sus contrapartes bolivianas, peruanas y ecuatorianas, ha emprendido la instalación de una red de observaciones glaciológicas.

Fueron elegidos dos primeros glaciares representativos de la Cordillera Real de Bolivia (16° Sur), los glaciares de Zongo (6000 m) y de Chacaltaya (5400 m), junto con, como contraparte boliviana, la Compañía Boliviana de Energía Eléctrica (COBEE) por una parte, la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) , por otra parte.

Estos glaciares fueron rápidamente equipados con un dispositivo que permite medir el balance de masa (balizas instaladas en las zonas de acumulación y de ablación), el balance hidrológico (estaciones de medición y registro de los caudales líquidos escurridos abajo del glaciar), los principales parámetros meteorológicos (temperaturas y precipitaciones), registrados o sacados según una periodicidad mensual. La velocidad superficial del glaciar y las oscilaciones de su frente son observadas anualmente realizando una topografía a nivel del suelo. Este dispositivo constituye el "dispositivo standard" de observación, que permite establecer balances glaciares.

Aunque los primeros resultados fueron importantes, aparecieron rápidamente dos exigencias nuevas :

- Empezar mediciones nuevas que permitan establecer un balance energético en la superficie del glaciar (mediciones de las temperaturas del aire y del hielo, de la humedad del aire, de la velocidad del viento, de la radiación neta, global y reflejada), único método que permite una previsión de la ablación y de los caudales de derretimiento a partir de un modelo físico de funcionamiento del glaciar. Este trabajo ha empezado desde 1993 en el Glaciar de Zongo, gracias a una estación climática completa instalada a 5200 m de altura.
- Extender el "dispositivo standard" que permita estimar balances, descritos anteriormente, a otros glaciares de los Andes centrales, particularmente en Perú, en Ecuador y en Colombia.

Actualmente, como lo han presentado las comunicaciones a este Seminario de Bernard Francou *et al.*, y de Pierre Ribstein *et al.*, la red de observación de los glaciares tropicales en los Andes Tropicales está constituida como sigue (Fig. 1), donde figura también la estación meteorológica (no glaciar) de Quisquiro en el Norte del Chile :

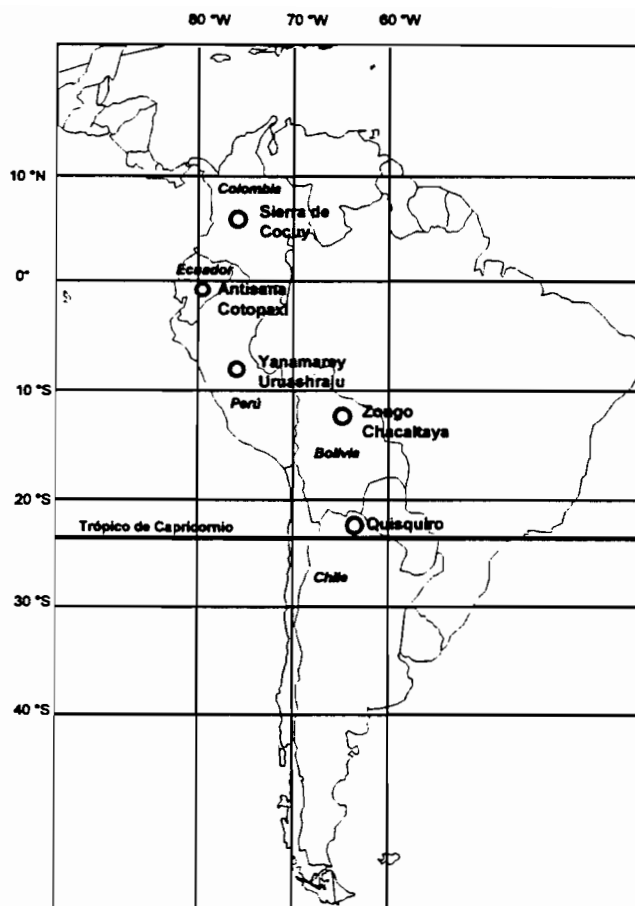


Fig. 1: Posición de los glaciares estudiados

En Bolivia

Desde 1991, dos glaciares son controlados, según una periodicidad mensual, el Glaciar de Zongo (balances de masa, hidrológico, energético, variaciones del frente y velocidades superficiales) y el Glaciar de Chacaltaya (balance de masa, variaciones del frente, velocidades superficiales). Son reunidos datos meteorológicos cerca del frente hasta la línea de equilibrio, que luego son comparados con los de las estaciones de la red nacional situadas en altura y que presentan series de más de 30 años.

Los resultados de las mediciones de balance de estos 2 glaciares responden a las normas mundiales y son publicados por el World Glacier Monitoring Service (Glacier Mass Balance Bulletin, IAHS/ICSU). Se establecieron reconstituciones de 20 años, a partir de datos hidrológicos (Glaciar de Zongo), donde aparecen eventos ENSO (Ribstein *et al.*, 1995). Las diferentes posiciones de los frentes pueden ser fechadas desde 50 años (Glaciar de Chacaltaya).

En Perú

Los balances, en la zona de ablación de los Glaciares de Yanamarey y Uruashraju, en la Cordillera Blanca, son medidos desde 1977 continuamente por la Oficina de Recursos Hídricos de Huaraz. Su frente y sus velocidades superficiales son observados 2 veces por año y los datos climáticos son tomados a menos de 10 km. Por otro lado, una muestra de otros 3 pequeños glaciares tiene su término topografiado cada año. Un retroceso acelerado desde 1980 y una influencia notable de los acontecimientos ENSO son los rasgos más característicos de estos glaciares de la Cordillera Blanca (Fig. 2).

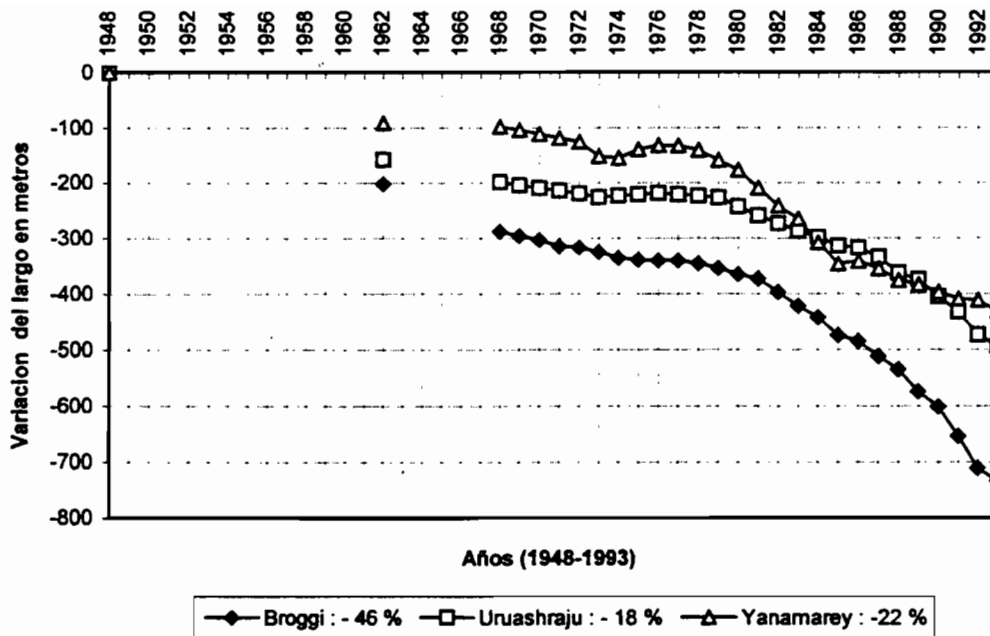


Fig. 2: Fluctuación de los glaciares de la Cordillera Blanca (Perú).
En porcentaje pérdida de longitud desde 1948

Desde 1994, ORSTOM reorienta y completa el sistema de medición para permitir estimar los balances hidrológicos de estos glaciares.

En Ecuador

El glaciar Antisana está siendo equipado desde junio de 1994 para los balances glacio/hidrológicos; los movimientos de los frentes son monitoreados. Otro glaciar en el Cotopaxi acaba de ser equipado, en febrero de 1995, para los balances de masa y las oscilaciones del frente. También se está empezando a hacer un inventario de las fuentes documentales que permita fechar y cuantificar el retroceso de estos glaciares desde hace más de un siglo.

El nuevo proyecto "Andes y Cambios climáticos"

Si bien ya fue posible, para ORSTOM y sus contrapartes nacionales, empezar a equipar en algunos glaciares con esta red de observación, éstos no son suficientes todavía y la red en otras partes no está bastante extendida. El objetivo actual es suplir la insuficiencia actual de los medios materiales y de los recursos humanos ya reunidos.

Por otro lado, el programa y su estapa actual deja aún aparecer algunas lagunas en sus temáticas, sobre todo en lo que concierne a las direcciones de investigación que podrían permitir establecer relaciones entre la dinámica de los glaciares actuales y la comprensión de las

glaciaciones antiguas así como de las paleohidrologías a las que están asociadas.

ORSTOM y diferentes contrapartes europeas acaban de someter un proyecto al Programa "Medio ambiente y Clima" de la Comisión Europea, Dirección General XII: "Ciencia, Investigación y Desarrollo", que fue titulado: "Cambio Climático en los Andes Tropicales: Glaciares, Recursos Hídricos y Riesgos Asociados", abreviando: "Andes y Cambios Climáticos". Las contrapartes europeas, asociadas dentro del marco del proyecto, son las siguientes :

Coordinador:

1) ORSTOM, Departamento de Aguas Continentales (DEC), UR 21, Pierre Ribstein.

Contrapartes :

- 2) CNRS, GDR 0970, "Paléo-2", París Orsay, Françoise Gasse.
- 3) CNRS, LEGGE, Grenoble, Michel Vallon - Louis Reynaud.
- 4) Universidad de Turín, Departamento de Ciencias de la Tierra, Gian Maria Zuppi.
- 5) Universidad de Berne, Instituto de Geografía, Bruno Messerli.
- 6) Universidad de Innsbruck, Departamento de Geografía, Georg Kaser.
- 7) Universidad de Düsseldorf, Departamento de Geografía, Ekkehard Jordan.

Este proyecto es, desde luego, ambicioso más que un simple monitoreo de los glaciares tropicales, se propone continuar y desarrollar las investigaciones ya emprendidas desde hace varios años por ORSTOM y sus diferentes asociados en Chile, en Bolivia, en Perú, en Ecuador y en Colombia sobre algunos hidrosistemas relevantes, testigos de climas pasados y del clima actual. El proyecto preve :

- Equipar cierto número de glaciares tropicales de la Cordillera Real y de la Cordillera Blanca y monitorear sus balances de masa glaciar e hidrológica en relación con las evoluciones climáticas modernas y sobre todo los acontecimientos ENSO.
- Retomar el balance del lago Titicaca, de su cuenca de drenaje y de las capas de su afluente, el Desaguadero, y modelizarlo, e interesarse también en las lagunas y salares norte-chilenas, en los ríos y sistemas de fuentes que los alimentan, modelizando su complejo funcionamiento.
- Analizar los comportamientos paleoclimatológicos de estos mismos hidrosistemas, proponer un sistema basado en una cronología mejorada, apoyándose en la confrontación de los datos existentes, o por producir, del norte y del sur de la región.
- Unir estas tres pistas de investigaciones, glaciológica, hidrogeológica y paleoclimática, a fin de proponer una modelización robusta e intemporal del funcionamiento hidrológico pasado y actual del conjunto de esta región intertropical.

El objetivo final sería entonces intentar de evidenciar y caracterizar las evoluciones climáticas de los 20 últimos millares de años y tratar, para un período reciente, de separar el rol del cambio climático natural del de los efectos antrópicos. Paralelamente, forzando este modelo por las condiciones climáticas resultantes de los modelos de dinámica general del clima, sería posible prever la evolución probable del funcionamiento hidrológico regional y por lo tanto de los recursos hídricos y de los riesgos relacionados con los grandes aparatos glaciares existentes. Enseguida detallaremos únicamente las proposiciones del primer aspecto de estudio glaciares del proyecto.

LA NECESARIA STANDARDIZACION DE LA RED DE MONITOREO GLACIOLOGICO EN LOS ANDES TROPICALES

En efecto, aún queda mucho por hacer para disponer de una red de largo alcance y homogénea en los diferentes países de la zona andina. En los párrafos que siguen está trazado el programa prioritario que debería comenzarse desde el primer año y continuarse en los años que siguen.

En Bolivia

Se trata, en primer lugar, de completar las mediciones hechas en los glaciares de Zongo y de Chacaltaya :

- Estaciones automáticas complementarias que midan las temperaturas del aire, del suelo (en perfil), la radiación, la humedad, el viento, las precipitaciones al pie del Glaciar de Zongo (4770 m) y en el Observatorio de Chacaltaya (5220 m).
- Prospección radar en los dos glaciares, completa para el Glaciar de Chacaltaya.
- Restitución fotogramétrica a partir de fotografías aéreas disponibles (4 desde 1948), en relación con la contraparte alemana, el Departamento de Geografía de la Universidad de Düsseldorf.

Se planea luego la implementación de un seguimiento de los frentes glaciares en 40 glaciares seleccionados en las diversas Cordilleras (Cordilleras Apolobamba, Real, Quimsa Cruz, Occidental), así como continuar realizando las otras mediciones de rutina emprendidas en 1991. Finalmente, ORSTOM seguirá contribuyendo, en la continuación del programa de perforación profunda (# 113 m) en el casquete glaciar en la cima del Volcán Sajama (6545 m), con el equipo del Prof. L.G. Thompson del Byrd Polar Research Center (Ohio University).

En Perú

A pesar de todos los esfuerzos de nuestra contraparte peruana (la Oficina de Recursos Hídricos de Huaraz) por organizar un monitoreo glaciológico en la Cordillera Blanca en relación con la problemática de los riesgos de desborde de los lagos, solamente los dos glaciares antes mencionados, el Uruashraju y el Yanamarey, pudieron ser parcialmente equipados y medidos desde 1977. ORSTOM junto con su contraparte austríaca, el Departamento de Geografía de la Universidad de Innsbruck, desean darle un nuevo impulso a este programa, sobre todo orientando el monitoreo de los glaciares hacia la evaluación de sus reservas hídricas.

La prioridad anunciada actualmente es :

- Equipar los dos glaciares parcialmente monitoreados (Glaciares Yanamarey y Uruashraju) de un dispositivo completo (estaciones hidrológicas río abajo) para determinar el balance de masa y el balance hidrológico.
- Instalar una red completa de estaciones hidrológicas y climatológicas, que sirvan para determinar el balance de energía y modelizar el escurrimiento, en un nuevo glaciar, el Artesonraju, que es un aparato glaciar que presenta un gran interés en el campo del almacenamiento de las aguas (cuena de drenaje del complejo hidroeléctrico de Parón/Cañón del Pato), y también un riesgo cierto a nivel de su lago proglaciar (el Artesoncocha). Este objetivo coincide con el de nuestra contraparte austríaca, que trabaja en el macizo desde algunos años para reconstituir las oscilaciones glaciares de este siglo. Una modelización robusta, fundada en una adquisición de datos sobre varios años, es el único método capaz de prever el futuro de los glaciares en función de una evolución.

posible en el futuro, de las condiciones climáticas bajo estas latitudes.

- Efectuar una restitución fotogramétrica de los tres glaciares Urushraju, Yanamarey y Artesonraju a partir de las fotos aéreas más recientes.

En Ecuador

Asimismo, el interés se ha dirigido muy pronto hacia los glaciares de Ecuador, debido a la particularidad climática de este sector : ya no se observan épocas secas prolongadas, la amplitud térmica estacional es nula, y sin embargo existe una fuerte variabilidad de precipitaciones interanuales que hace importante la contribución de las aguas glaciares en el régimen de los ríos.

Pero este interés se apoya también en las posibles aplicaciones en el campo de los riesgos. Estos últimos están relacionados con la presencia de los glaciares en volcanes activos, situación que representa un peligro permanente de deshielos, generadores de flujos de lavas volcánicas (lahars) en caso de erupción. ORSTOM realizó un primer estudio, desde 1994, de dos volcanes activos cubiertos de nieve, cerca de Quito, el Antisana y el Cotopaxi, con, como contrapartes, EMAAP-Q (Empresa Municipal de Agua Potable de Quito) e INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología) con la finalidad de medir el balance de masa de los glaciares.

Se trata entonces de acabar el equipamiento de los glaciares Antisana y Cotopaxi con la instalación de dos estaciones limnimétricas río abajo del primero, y de una estación río abajo del segundo. Debería ser instalada una estación meteorológica completa, para reemplazar la que está fallando del Cotopaxi. Por último, convendría efectuar la restitución fotogramétrica de los glaciares de los dos macizos a partir de las 3 a 4 cubiertas fotográficas existentes.

En Colombia

Las mismas razones nos condujeron a prever la extensión del programa en Colombia, donde nuestra contraparte alemana, el Departamento de Geografía de la Universidad de Düsseldorf, ya echó las bases de un programa glaciológico en relación con el riesgo glaciovolcánico. Es evidente que, en el caso de estos volcanes, tanto en Bolivia como en Ecuador, la estimación de los balances debe redoblararse con una medición de los volcanes de hielo presentes. Se contribuiría así, en el marco de una colaboración interdisciplinaria, a mejorar los modelos existentes sobre la dinámica de los lahars.

Esto justifica el interés de dotar a nuestro equipo del medio de prospección geofísico actualmente de mayor alcance en este tipo de terreno, el geo-radar, ya que la prospección entra también en la determinación de los balances de masa de los glaciares y permitiría rápidamente modelizar la evolución del almacenamiento hídrico contenido en los numerosos pequeños glaciares de los Andes, que están en proceso de rápido retroceso.

Se pretende entonces equipar al menos un glaciar tropical situado al Norte del Ecuador, en la Sierra de Cocuy o el Parque de los Volcanes.

Continuación del programa

Después de esta etapa de instalación o de complementos de instalación, se daría la prioridad a una cartografía general de los diferentes sitios de estudio (8 glaciares) a partir de las restituciones aerofotogramétricas realizadas, y a un manejo de rutina de los equipos, apoyándose en la formación de las contrapartes en las diversas técnicas puestas en práctica :

- Monitoreo "estrecho" de rutina de los glaciares observados (mediciones mensuales, registros) :

- . Zongo y Chacaltaya en **Bolivia**,
- . Artesonraju, Uruashraju y Yanamarey en **Perú**,
- . Antisana y Cotopaxi en **Ecuador**,
- . 1 glaciar en **Colombia**.

- Modelos numéricos de terreno en estos glaciares.
- Prospección geofísica (radar).
- Manejo y análisis de estos datos en red por parte de las contrapartes.

Entonces sería posible emprender trabajos de síntesis a escala del conjunto de los Andes Tropicales, que comprenderían :

- . La correlación a nivel del conjunto de los Andes Centrales de los balances glaciológicos e hidrológicos.
- . La modelización de la ablación y del escurrimiento para los Glaciares Zongo y Artesonraju, a través de la calibración y la puesta a punto de los modelos empleados, que permitiría una comparación entre Cordillera Real y Cordillera Blanca.
- . Una reconstitución del conjunto de los balances glaciares a partir de las restituciones fotogramétricas.
- . El aporte de la liquenometría sería utilizado y calibrado para el fechado de las morrenas desde la Pequeña Edad de Hielo.
- . Un estudio de las series climáticas disponibles en los diferentes países (para el (medio) siglo transcurrido), paralelamente con las reconstituciones de los balances glaciares, permitiría una evidenciación de las variables "sensibles" del clima para los glaciares.
- . Debería ser posible una simulación de las variaciones futuras de los glaciares, a partir de los parámetros climáticos proporcionados para las latitudes bajas por los modelos generales sobre dinámica del clima ("inversión" de los modelos).
- . Así, el rol de los glaciares en la hidrología andina y su posible evolución bajo el efecto de un cambio climático, se volvería accesible.

Los resultados del programa podrían servir de base para el lanzamiento de un futuro programa de observación de los glaciares en los Andes centrales, basado en una toma de conciencia de los gobiernos, programa cuya integración habría que asegurar en los programas internacionales como PEP/Américas, WGMS, etc.

CONCLUSION: La utilidad de describir la historia de las oscilaciones de los glaciares andinos desde fines del siglo XIX.

Todavía no se conoce bien la evolución de los glaciares andinos durante el reciente período.

La documentación histórica en abundancia sólo existe en Ecuador desde hace por lo menos dos siglos, y en Perú desde más de medio siglo, pero todos los países cubiertos por el programa tienen una cobertura de fotografías aéreas, renovada con bastante regularidad, desde fines de los años 1940. El método fotogramétrico, utilizado en una muestra de glaciares de los 4 países, comenzando por los glaciares monitoreados, permitiría constituir una base cartográfica de los retrocesos sucesivos y, con modelos numéricos de terreno, evaluar los volúmenes de agua perdidos. A través de la fotogrametría, es posible hoy en día, para glaciares bien conocidos, reconstituir las altitudes de las líneas y también los balances en varios decenios.

Al mismo tiempo, es interesante pensar los datos meteorológicos disponibles en las

estaciones de altura de las redes nacionales, hacer una crítica de éstos y utilizarlos tratando de correlacionarlos a los datos de balance.

Nuestros estudios en curso, en Perú y en Bolivia, mostraron el rol determinante de las temperaturas en la evolución de los glaciares actuales, es importante disponer en el futuro de una red de mediciones fiable y permanente de este parámetro en el aire y en el suelo a gran altura. Dado que las estaciones existentes son generalmente deficientes y de un número reducido, se ha propuesto un programa de instalación de nuevas estaciones o de rehabilitación de las antiguas.

Finalmente, la medición de movimientos de los glaciares en su frente demuestra siempre ser un dato interesante, si se la realiza sobre una buena muestra de individuos, de ahí la proposición de seleccionar unos cuarenta glaciares en los cuales se haría regularmente cada año un posicionamiento preciso del frente. Esta medición es costosa si se la realiza por medio de topografía clásica, pero se vuelve rápida y económica si se la realiza con un posicionamiento a través del sistema GPS, en su versión que ofrece una precisión decimétrica.

En conclusión, el montaje de una red de observación sobre el clima, basado en los dos glaciares tropicales es de gran interés para el conocimiento del clima mundial. Vendría a paliar una falta a nivel de los Trópicos y de todo el hemisferio Sur, asegurando el necesario acoplamiento entre los dos hemisferios. La orientación de la cadena andina permite una comprensión meridiana de las variaciones del clima y de anomalías climáticas reconocidas por su importancia a escala regional y mundial (acontecimientos ENSO). La permanencia de ORSTOM en América del Sur y sus vínculos con contrapartes regionales implicadas en aplicaciones económicas, como a través de este proyecto con los mejores equipos mundiales de glaciología, es una garantía del monitoreo de una red de observación del clima a largo plazo. En su punto de desarrollo actual, esta red de observación de los glaciares andinos sólo puede desarrollarse con recursos complementarios, financieros y humanos, externos a los de las contrapartes ya implicadas.

REFERENCIAS

- Francou B., Ribstein P., Saravia R. y Tiriau E., 1995 : Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier : Zongo Glacier, Cordillera real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, 41, 137, : 61-67.
- Hastenrath S. y Kruss P.D., 1992 : The dramatic retreat of Mount Kenya's glaciers between 1963 and 1987 : greenhouse forcing. *Ann. Glaciology*, 16 : 127-133.
- Ribstein P., Tiriau E., Francou B. y Saravia R., 1995 : Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165 : 221-234.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E. y Morales Arnao B., 1984 : El Niño-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226, 4670 : 50-53.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Dansgaard W. y Grootes P.M., 1986 : The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234 : 361-364.

POSTERS (sesión 1)

CARACTERISTICAS DE LA PRECIPITACION EN LOS ANDES VENEZOLANOS

M.I. ROJAS¹ y R. ANDRESSEN^{1.2}

Los Andes Venezolanos están localizados al occidente de Venezuela, entre los 7°30' y 10°30' de latitud norte y los 72°30' y 69°15' de longitud oeste, y constituyen un macizo homogéneo que se prolonga longitudinalmente por unos 450 km en sentido Suroeste-Noreste, desde los Andes orientales de la república de Colombia hasta la Depresión de Carora en el Edo. Lara, en Venezuela, con un ancho comprendido entre 80 y 130 km, ocupando una superficie de 3600 km² (4% del territorio nacional).

El relieve de la cordillera andina venezolana se caracteriza por presentar las sierras montañosas, los valles intramontanos y las áreas de piedemonte. Las sierras montañosas muestran pendientes que oscilan entre el 40 y 100 por ciento, con cimas angulosas, laderas empinadas y altitudes superiores a los 3000 m.s.n.m., alcanzando una altura máxima a los 5007 m.s.n.m. en el Pico Bolívar. Los valles intramontanos están caracterizados por ser estrechos con una topografía ligeramente plana asociada a las cuencas de los principales ríos, y las áreas de Piedemonte son las zonas de transición entre la Cordillera Montañosa y la llanura aluvial y son denominadas Piedemonte Andino Lacustre, que separa la Cordillera de la llanura del sur del Lago de Maracaibo y el Piedemonte Andino-Llanero que separa la Cordillera de los altos llanos Occidentales.

El presente estudio se basó en la información pluviométrica registrada por 250 estaciones. En principio, la cordillera se subdividió en tres grandes áreas: 1.- Vertiente Oeste; 2.- Cinturón Central y 3.- Vertiente Este; y luego se consideró como un sistema global en el que cada estación representaba un individuo con características dependientes de los parámetros estadísticos y geográficos que inciden en su entorno físico. Se analizaron los parámetros estadísticos básicos (media, varianza, cuartiles y valores extremos) y posteriormente se usó Análisis de Componentes Principales como una técnica estadística multivariante, tanto para explorar y describir la incidencia de los patrones sinópticos sobre el régimen mensual de precipitación en cada una de las subáreas, como para clasificar en grupos homogéneos las estaciones que presentaran patrones pluviométricos similares. De este análisis se seleccionó una muestra formada por las estaciones representativas de cada grupo a las que se les aplicó el método Statis con el fin de analizar las tendencias de evolución del clima en la región en base al parámetro pluviométrico.

A partir de la aplicación de la metodología antes mencionada, se observó que la zona este de la Cordillera es más húmeda que la oeste, siendo el Cinturón central el área más seca, donde se ubican las partes más altas de las montañas y los valles intramontanos. Se encontró, además, que existe una tendencia descendente de la cantidad de precipitación media anual en el sentido Sur-Norte, es decir longitudinalmente. Durante el período analizado (1965-1990), el rango más frecuente de precipitación anual en la Vertiente Este estuvo entre los 1600 y los 2200 mm, mientras que la Vertiente Oeste estuvo entre los 950 y los 1550 mm, y en las parte central de la cordillera se registraron entre los 850 y 1250 mm.

¹ Unidad de Estudio del Clima Tropical, Centro Interamericano de Desarrollo e investigación Ambiental y Territorial. Mérida, Venezuela.

² Centro de investigaciones Ecológicas de los Andes Tropicales (CIELAT), Universidad de los Andes, Mérida, Venezuela.

La altura de los máximos de precipitación en la Vertiente Este se observó alrededor de los 500-800 m.s.n.m., disminuyendo la cantidad de precipitación hasta una tercera parte, en altitudes superiores a los 3000 m.s.n.m. Sobre las otras áreas de la Cordillera no se pudo precisar un rango de altura específico.

Los dos primeros componentes principales, aportados por el ACP en cada una de las áreas, fueron representativos de más del 80% de la variabilidad total en el sistema, por lo que se consideraron significativos para explicar la variación dentro del mismo. A partir de este resultado se observó que: 1.- La Vertiente Este está influenciada por las mismas situaciones meteorológicas que condicionan el clima en Los Llanos Occidentales del país, dadas por el efecto de la Convergencia Intertropical y por la incidencia de los vientos alísios, los cuales, intensificados y cargados de gran humedad, son obligados a tener un levantamiento forzoso sobre el sistema montañoso, generando a partir de mayo y hasta octubre el período lluvioso en esta área de la cordillera, mostrando en promedio un régimen del tipo unimodal; 2.- Las características de la precipitación en la Vertiente Oeste están afectadas por la ocurrencia sobre el área de restos frontales provenientes del hemisferio norte entre diciembre y abril, aunada a la intensificación de la Convergencia local ubicada en el extremo Sur del Lago de Maracaibo, condiciones que a su vez demarcan que los meses de mayor variación con respecto a la cantidad de precipitación sean diciembre, enero y abril, esto dependiendo a su vez de la longitud geográfica del lugar y 3.- En el Cinturón Central de la Cordillera, debido a la complejidad del sistema donde ocurren cambios importantes a muy corta distancia, se notó la incidencia de las condiciones meteorológicas a escala sinóptica presentes en la vertiente Este u Oeste, intensificadas por condiciones locales o por sistemas a mesoescalares, presentando la de mayor variación en la cantidad de precipitación en los meses de abril, mayo y octubre dependientes de la altura del registro de la lluvia.

En toda la Cordillera Andina se conformaron en total 21 grupos estaciones con patrones similares de precipitación, los cuales se clasificaron dependiendo de que: a) No existiera variación ni en la cantidad de precipitación ni en el calendario; b) Presentara variación en el calendario y c) Existiera variación tanto en la precipitación como en el calendario; categorizados en siete tipos dependiendo de la cantidad de precipitación media anual en la estación, esto es, desde el muy seco, con precipitaciones menores a 600 mm hasta el perhúmedo con registros superiores a los 2200 mm. Es de hacer notar que en las zonas de mayor altitud fue imposible formar grupos.

A través de la aplicación del método Statis se pudo observar que las condiciones del clima pluviométrico experimentaron cambios importantes durante el período 1973 a 1983, la variación entre años consecutivos fue mayor a la variación presente en forma general, lo que significó que no fue posible definir ningún tipo de tendencia del clima pluviométrico en los Andes venezolanos, no obstante se pudo distinguir la oposición en que se presentaron los años húmedos (76, 80 y 83) con respecto a los años secos (73, 74 y 75), lo que indicó que el método utilizado permitía medir las variaciones existentes en el clima pluviométrico de los diferentes años de estudio.

ENSO AND INTERANNUAL VARIABILITY OF RAINFALL IN THE HIGHLANDS OF BOLIVIA

J. RONCHAIL¹

Monthly precipitation data (1943-1992) of 14 stations are used in order to analyse the negative mode of the Southern Oscillation (5 to 8 events according to the stations) over the Bolivian Altiplano and valleys.

Composite analyses show that, on average, the precipitation is lower during the summer of a hot event. This is consistent with previous results (Francou & Pizarro, 1985; Aceituno, 1988).

On the contrary, the following summer is wetter (Fig. 1).

But the inter-event variability is important. The summers of 1965-1966 and 1982-1983 were very dry, whereas 1972-1973 has been nearly normal (Fig. 2).

The origin of these anomalies is discussed using Atlantic sea surface temperature data and the ITCZ position on the ocean and the South American continent.

An EOF analysis on annual (October-September) data gives similar results about ENSO years.

Moreover, the first mode shows a global opposition between a dry period (50' and 60') and a wet one (70' and 80').

It means that besides the rainfall variability related to ENSO, exists a medium-term rainfall variability in the highlands of Bolivia.

REFERENCES:

- ACEITUNO, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: Surface Climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505-524.
- FRANCOU, B. & PIZARRO (1985): El Niño y la sequía en los Altos Andes Centrales: Perú y Bolivia. *Bull. Inst. Fr. Est. And.*, XVI, 1-2, 1-18.

¹ LMD-CNRS, Ecole Polytechnique, 91128 PALAISEAU-FRANCE, Fax: 33-1-69333005, Email: ronchail@ibm2.cicrp.jussieu.fr

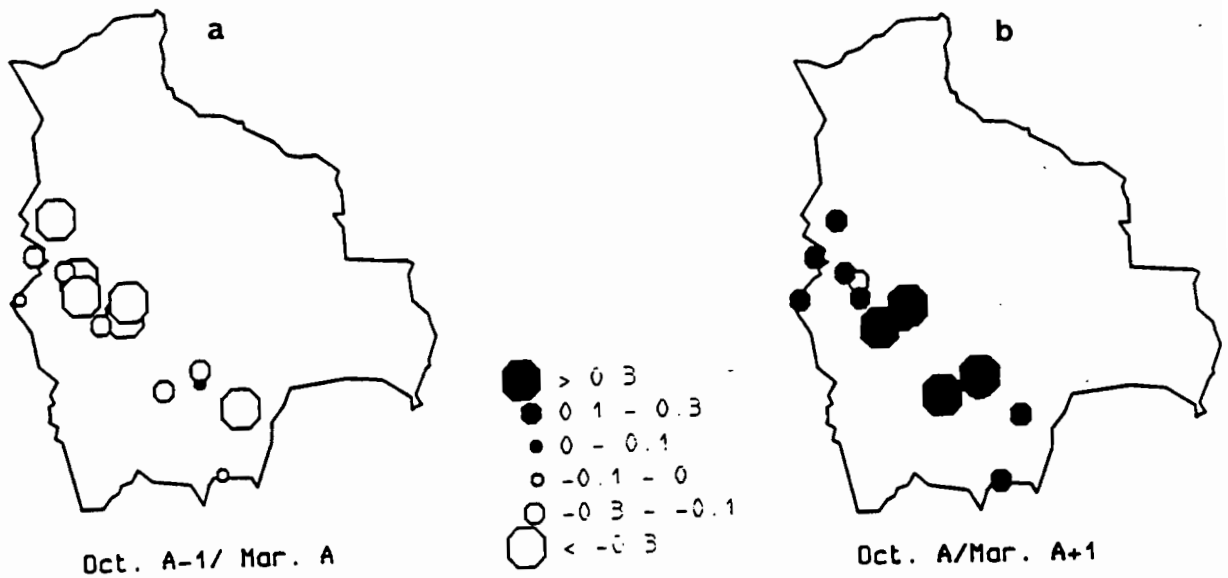


Figure 1: Normalized departures to monthly mean rainfall, taking into account all ENSO years (1952-1992). a) average of the departures from October A-1 (year of the beginning of a hot event) to March A, b) as in a) except for October A to March A+1.

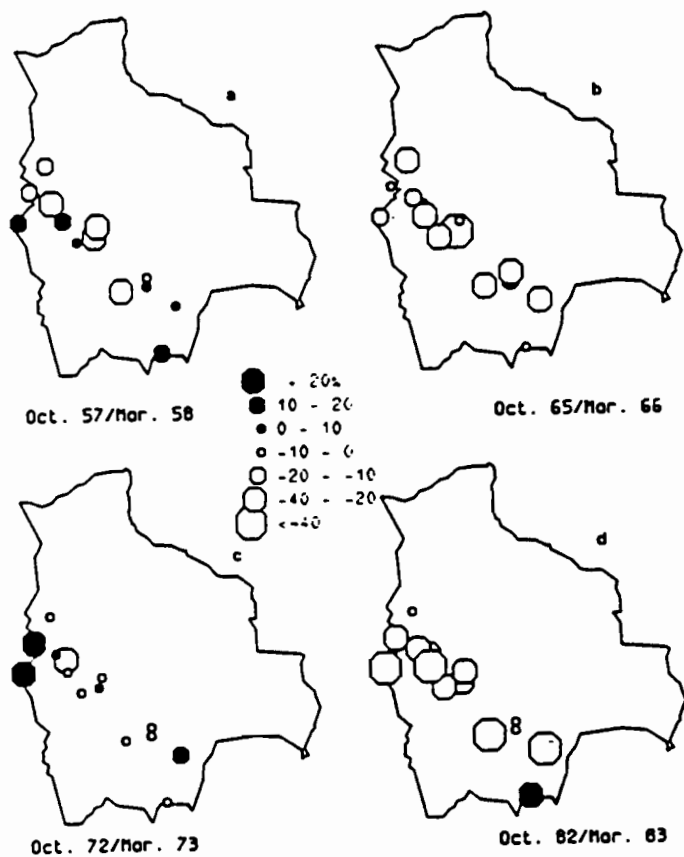


Figure 2: Per cent of average rainfall. a) October 1957-March 1958, b) October 1965-March 1966, c) October 1972-March 1973, d) October 1982-March 1983.

HIDROLOGIA URBANA Y PERIURBANA DEL AREA METROPOLITANA DE QUITO: PROYECTO "SISHILAD"

J.L. PERRIN¹, E. AYABACA², F. CRUZ², C. GUTIERREZ³, R. HOORELBECKE¹, R. FOURNIER¹,
J. RAMIREZ³ y T. CANTENS¹,

La ciudad de Quito, capital del Ecuador, ubicada al pie del volcán Pichincha en la cota 2.800 m.s.n.m., está cruzada por numerosas quebradas y arroyos intermitentes, por donde fluyen las aguas que se precipitan en las cumbres y faldas de la montaña. Esos cursos de agua, típicos de alta montaña, se caracterizan por llevar una gran cantidad de sedimentos, así como por el hecho de que sus crecidas son frecuentes e intempestivas. Ello es causa de frecuentes inundaciones y fallas del sistema de alcantarillado. Otro problema importante, cuyo origen está en esas cuencas hidrográficas, se relaciona con la erosión y denudación de las cuencas hidrográficas, lo cual ha facilitado la formación de flujos de lodo (aluviones) que provocan muertes y daños materiales.

Para resolver estos problemas, la Empresa Municipal de Agua Potable y Alcantarillado de Quito (EMAAP-Q), el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI) y el *Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération* (ORSTOM) han iniciado la ejecución del Proyecto "Sistema de Pronóstico Hidrológico de las Laderas del Pichincha y área Metropolitana de Quito" (SISHILAD) cuyo objetivo general consiste en identificar los riesgos ligados a las lluvias en la cuenca de Quito, e implementar el respectivo sistema operacional de previsión y alerta.

Durante la primera etapa (1995), se mejorará el conocimiento sobre el funcionamiento de las quebradas del Pichincha y de las precipitaciones atmosféricas, a fin de establecer la distribución estadística de los caudales máximos que ingresan a la red de drenaje. Además de ello, en la quebrada Rumihurco, se instalará la primera parte de la futura red de estaciones pluviográficas y limnográficas de las Laderas del Pichincha.

En la siguiente etapa (1996-1997) se elaborará un sistema de pronóstico y cartografía de las inundaciones que permita caracterizarlas, para cada zona urbana, en términos de alturas, velocidades y tiempo de sumersión. Ello permitirá simular las consecuencias de eventos que se produjeran por un mal funcionamiento de las obras, la ocurrencia de deslizamientos de tierra y la formación de flujos de lodos. Para tales fines se asociará al modelo de crecidas, de tipo distribuido y denominado "MERCEDES", diversos módulos gráficos de cartografía e hidráulica; además se realizarán estudios e investigaciones en áreas homogéneas desde el punto de vista del escurrimiento, así como en los sectores con riesgos por deslizamientos. La última etapa (1998), en base a los resultados obtenidos, definirá las acciones más convenientes para la prevención de riesgos naturales: reordenamiento y planificación de la urbanización, pronóstico en tiempo real, etc.

Hasta hoy en día se ha realizado el estudio preliminar de intensidad y frecuencia de las precipitaciones, y se prosigue en el desarrollo del modelo para la generación estocástica de lluvias en las cuencas. Se ha iniciado la instalación de la red de pluviógrafos y estaciones limnográficas, y

¹ ORSTOM, Quito-Ecuador

² EMAAP-Q, Quito-Ecuador

³ INAMHI, Quito-Ecuador

se han llevado a cabo estudios de campo para definir las principales unidades edafológicas y de uso del suelo. Adicionalmente, se ha ampliado la información geográfica que se requiere para la generación del modelo de terreno.

Además de los beneficios obvios que traerá la prevención de los riesgos provocados por las lluvias, el proyecto SISHILAD desarrollará los procedimientos del cálculo y diseño de sistemas de drenaje, ubicados en un entorno urbano, y contribuirá al mejor conocimiento de la hidrometeorología de regiones de alta montaña en el cinturón ecuatorial.

HIDROQUIMICA DE LAS AGUAS DEL ALTIPLANO CENTRAL

J. MARTINEZ¹, J. QUINTANILLA¹, A. COUDRAIN-RIBSTEIN²

Este trabajo se dedicó a mejorar el conocimiento de las características hidroquímicas de la zona del Altiplano Central. Los datos generados en el proyecto SALINIRES y la recopilación de datos de Gumiel (1988), Quintanilla *et al.* (1991), Coudrain-Ribstein *et al.* (1994) y Camacho & Quintanilla (1994) fueron utilizados para la elaboración de un mapa de conductividad (Fig. 1). Este nos permite ver la evolución de la salinización de la zona a medida que va alejándose de las regiones altas (Nazacara) y es más evidente en el recorrido e inmediaciones del río Desaguadero.

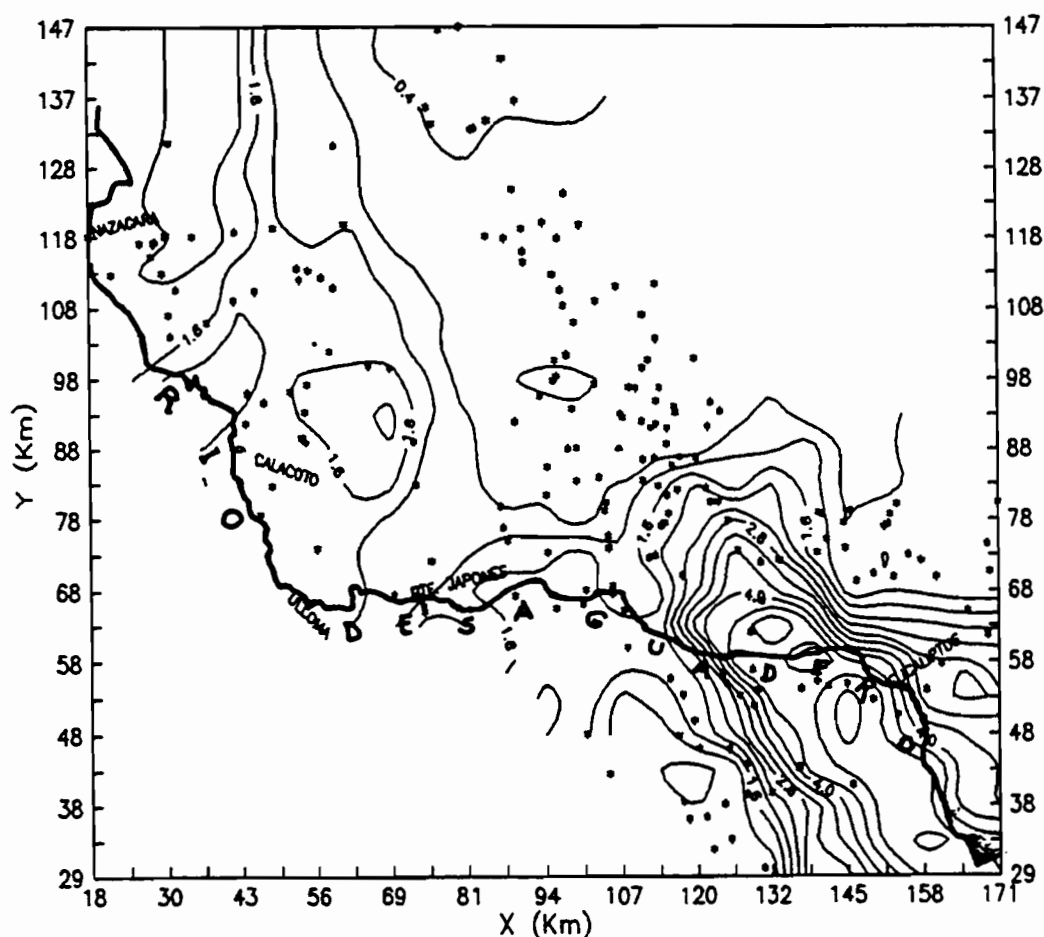


Fig. 1: Isóneas de conductividad de Aroma y Villarroel

Este trabajo enfoca aplicaciones del modelo geoquímico CHIMERE (Coudrain-Ribstein y Jamet, 1988) a la interpretación de análisis químicos de aguas. La distribución de elementos entre varias especies (Na^+ , NaHCO_3^+ , ...) depende de la temperatura, la cual tiene una gran amplitud de variación en las aguas superficiales del Altiplano. La figura 2 presenta un ejemplo de simulación con CHIMERE para una variación de temperatura entre 5 y 28 °C.

¹ IIQ-UMSA, C.P. 303, La Paz, Bolivia, FAX (591-2) 792238

² CNRS-ORSTOM, C.P. 9214, Bolivia, FAX (591-2) 391854

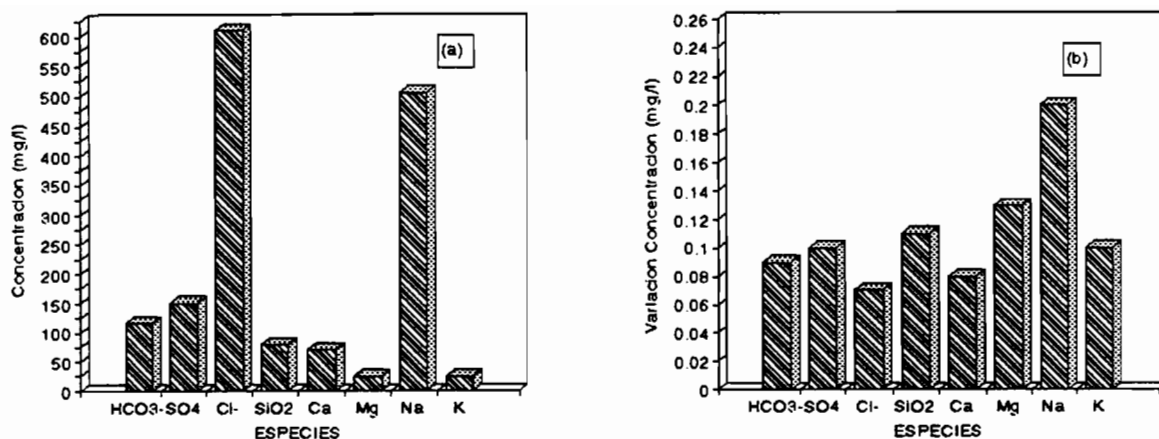


Fig. 2: (a) Concentración de distintas especies en solución, (b) Variación de concentración para un rango de temperatura de 5 a 28 °C. Caso de una muestra del río Desaguadero

Existe en la zona una contaminación natural por Arsénico (Quintanilla *et al.*, 1993). Para una mejor evaluación de los riesgos es interesante calcular la especiación de este elemento a partir de los datos de concentración total que nos proporciona la técnica de Absorción Atómica (Fig. 3)

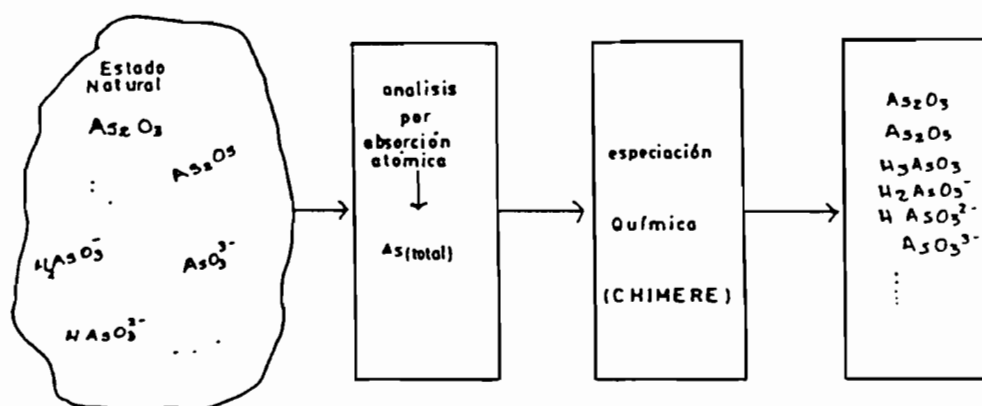


Fig. 3: Esquema general de la especiación del Arsénico

- Camacho, V. & Quintanilla, J. (1994). Estudio preliminar de las aguas subterráneas de la provincia Aroma del departamento de La Paz, IIQ-UMSA-Bolivia, 83 pp.
- Coudrain-Ribstein, A. & Jamet Ph. (1988). Spéciation et choix des composantes principales. *C. R. Acad. Sci., Paris* 309 (II), 239-244.
- Coudrain-Ribstein, A., Olive Ph., Quintanilla, J., Sondag, F. & Cahyaya, D. (1994). Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. Sem. Int. TRACARID, AISH, Agosto, Viena, Austria.
- Gumiel, D. (1988). Proyección Hidrogeológica del Area Altiplánica del PMPR II, La Paz, CEE-CORDEPAZ, 92 pp.
- Quintanilla, J. *et al.* (1993). Estudio de Hidroquímica y Contaminación, Consorcio INTECSA-AIC Progetti-CNR, Informe final (8), La Paz-Bolivia, 130 pp.
- Quintanilla, J., Gumiel, D. & Guyot, J.L. (1991). Evaluación Preliminar de la Hidrogeología e Hidrogeoquímica del Norte del Altiplano Boliviano. *Rev. Bol. de Química* 10(1), 59-64.

EVALUACION DE LA CANTIDAD DEL DESAGUE SUBTERRANEO EN LA CUENCA ALTIPLANICA

R.S. PILLCO¹

Se sabe que los lagos Ballivián y Minchín desaparecieron. La conservación del nivel de agua del lago Titicaca es necesaria. Por ello, el objetivo es evitar más pérdida de agua de este lago.

Para esta meta se ha aplicado el modelo matemático (Pillco, 1994), en el cual se toma en cuenta:

- aporte fluvial actual,
- escurrimiento de los ríos,
- dinámica de los horizontes acuíferos.

En base a la estructura geológica de las cordilleras y del Altiplano de Bolivia, corresponde zonificar en las siguientes estructuras hidrogeológicas (Murashco, 1980): cuencas vulcanógenas (cordillera Occidental), cuencas artesianas (el Altiplano) y los macizos hidrogeológicos en la cordillera Oriental (Fig. 1).

La esquematización hidrogeológica e hidrodinámica está sujeta, a la separación de la cuenca más con los lagos y ríos, como también a la consideración de las condiciones iniciales y de fronteras en función a la geología y a la geomorfología.

En el modelo matemático, para determinar la permeabilidad (k) y el coeficiente de infiltración (W_{in}) se aplicó el principio de analogía. Es decir, que los resultados de un estudio en la zona de los Magadanés (Rusia), nos ofrece los coeficientes k y W_{in} . Así, en función a la similitud de las rocas con nuestra zona de estudio, permite la aplicabilidad de tales datos. La infiltración está considerada de acuerdo a la dependencia que existe entre las precipitaciones meteóricas y alturas en la zona.

Los resultados de varias tareas de modelación nos indican un esquema hidrodinámico, el cual tiene cuatro subcuencas subterráneas (Fig. 2). La subcuenca con mayor área es la del lago Poopó. Pero el mayor aporte subterráneo es al lago Titicaca ($540 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Por otra parte, se hizo una simulación cortando la descarga del lago Titicaca al río Desaguadero. En este caso, el caudal total hasta el lago Titicaca sería de $600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Con el cual en 10 años el nivel de agua del Titicaca se puede elevar de 30 cm.

REFERENCIAS

- Pillco R. (1994). Evaluación pronóstica de la cantidad del desagüe subterráneo en la zona entre montañas Altiplano. S. Petersburgo, Rusia. Tesis de Grado.
- Murashco V.I. (1980). Formación estructural de la zona Oriental y de los Andes centrales, Moscú.

¹ Oruro, Bolivia.

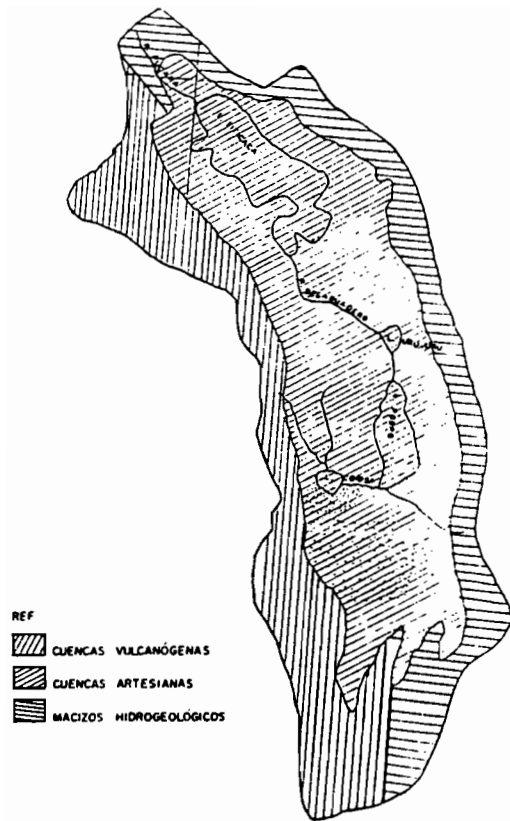


FIG. I. ZONAS HIDROGEOLÓGICAS EN LA CUENCA ALTIPLANICA.

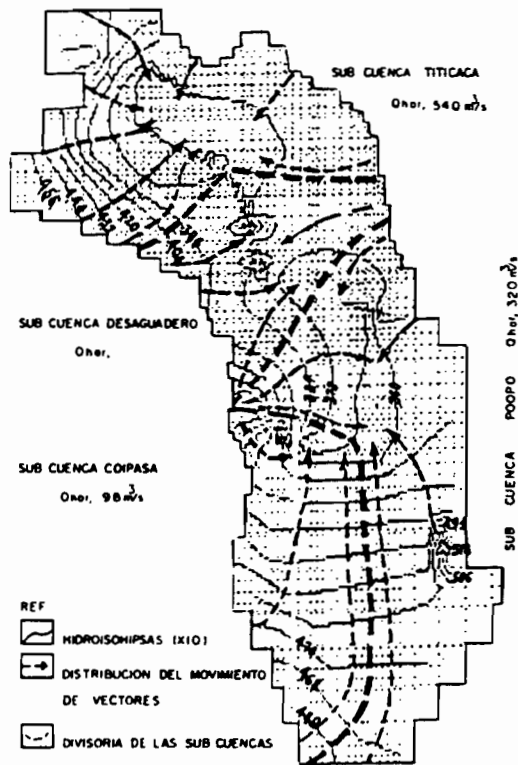


FIG. 2 ESQUEMA HIDRODINÁMICO SUBTERRÁNEO DE LA CUENCA ALTIPLANICA.

OPCIONES DE RIEGO EN EL ALTIPLANO CENTRAL BOLIVIANO : RIO DESAGUADERO Y AGUA SUBTERRANEA

R.D. LEDEZMA¹ y P. RUIZ¹

Los campesinos del Altiplano Central tienen que enfrentar períodos alternativos de sequía con frecuentes heladas, que han sido muy severos durante las últimas décadas. En la provincia Villarroel, la precipitación promedio anual alcanza a 380 mm, concentrada de diciembre a marzo. En estas condiciones, las necesidades de agua de los cultivos no son satisfechas e inclusive el abastecimiento para consumo, no se puede garantizar. Para enfrentar esta situación, los campesinos utilizan para regar el agua del Río Desaguadero, único flujo superficial permanente en la zona, a través de sistemas comunales. YUNTA ha estudiado estos sistemas, y también ha introducido riego a partir de las aguas subterráneas en las zonas más alejadas del Río.

RIEGO CON EL RIO DESAGUADERO

La llanura de inundación de la provincia Villarroel se encuentra en un nivel más bajo que el del Desaguadero, lo que facilita el riego por gravedad (ver mapa). Los suelos de esta llanura presentan diferente grado de salinidad y/o sodicidad y, en su mayoría, son de textura fina. En algunos casos presentan problemas de infiltración y de drenaje que constituyen una limitación para el riego. Sin embargo, en la zona existen sistemas de riego comunal, que utilizan las aguas de este río para cultivos, de alfalfa, cebada, haba y quinua, aún cuando las aguas están caracterizadas por su salinidad tipo C3-S2 USDA. Estos sistemas están funcionando (Ledezma, 1995) con canales de tierra con longitudes entre 3 a 30 km. El turno de riego le llega a cada familia entre 15 a 30 días, con una duración de 8 a 24 h. Así, cada usuario tiene de 1 a 3 ha bajo riego (agosto a noviembre), con una lámina aplicada por año de 100 a 400 mm. La construcción de estos sistemas se inició el año 1963. A partir de entonces, se ha mejorado el manejo del agua y de los cultivos, especialmente gracias a la experiencia adquirida por los campesinos en sus migraciones temporales a Chile.

La importancia de estos sistemas de riego radica en que el uso de estas aguas, además de no tener costo y de estar disponible en tiempo seco, sirve para la recuperación de suelos con problemas de salinidad. Estos, que normalmente presentan escasa cobertura vegetal, actualmente con el riego sirven para cultivar plantas forrajeras como la alfalfa y la cebada (Ledezma, 1995). Sin embargo, el riego no alcanza a las zonas alejadas del río y es peligroso para algunos tipos de suelos donde el drenaje interno es muy limitado, por lo cual es necesario recurrir a otras alternativas.

RIEGO CON AGUA SUBTERRANEA

En las áreas donde el agua del Río Desaguadero no llega por gravedad, YUNTA ha ejecutado entre los años 1989-1994, 6 sistemas de micro riego con aguas subterráneas, de los cuales 4 están funcionando (ver mapa). Estos ofertan entre 4 y 18 l s⁻¹, 8 horas por día, y tiene la capacidad de regar 2 a 6 ha. La conductividad eléctrica es de 0,4 a 1,1 mS cm⁻¹. Los costos de inversión son aproximadamente de 1500 US\$ por ha. En estas áreas, el riego sirve para el cultivo de alfalfa. El uso de agua es libre, siendo sólo necesario anunciar al presidente del comité el día de riego. El riego de una ha de alfalfa se realiza en 20 a 40 horas, una a seis veces por año. La

¹ ONG YUNTA, CP14529, Tel: 353526, Fax: 353526, La Paz, Bolivia.

frecuencia mínima entre dos riegos en una parcela es de 15 días. El método de riego parcelario practicado es el superficial, en tablonces establecidos con áreas de 500 a 750 m², con eficiencias de almacenamiento y uniformidad de distribución bajas, la lámina aplicada en cada riego es entre 7 y 12 cm. Las organizaciones de los sistemas están conformados por 14 a 34 usuarios, representados por un comité de riego, quienes coordinan la gestión del sistema. Los sistemas operan en mayor grado cuando existe una propiedad individual dentro del sistema, que significa realizar trabajos y obtener beneficios de su propio sacrificio.

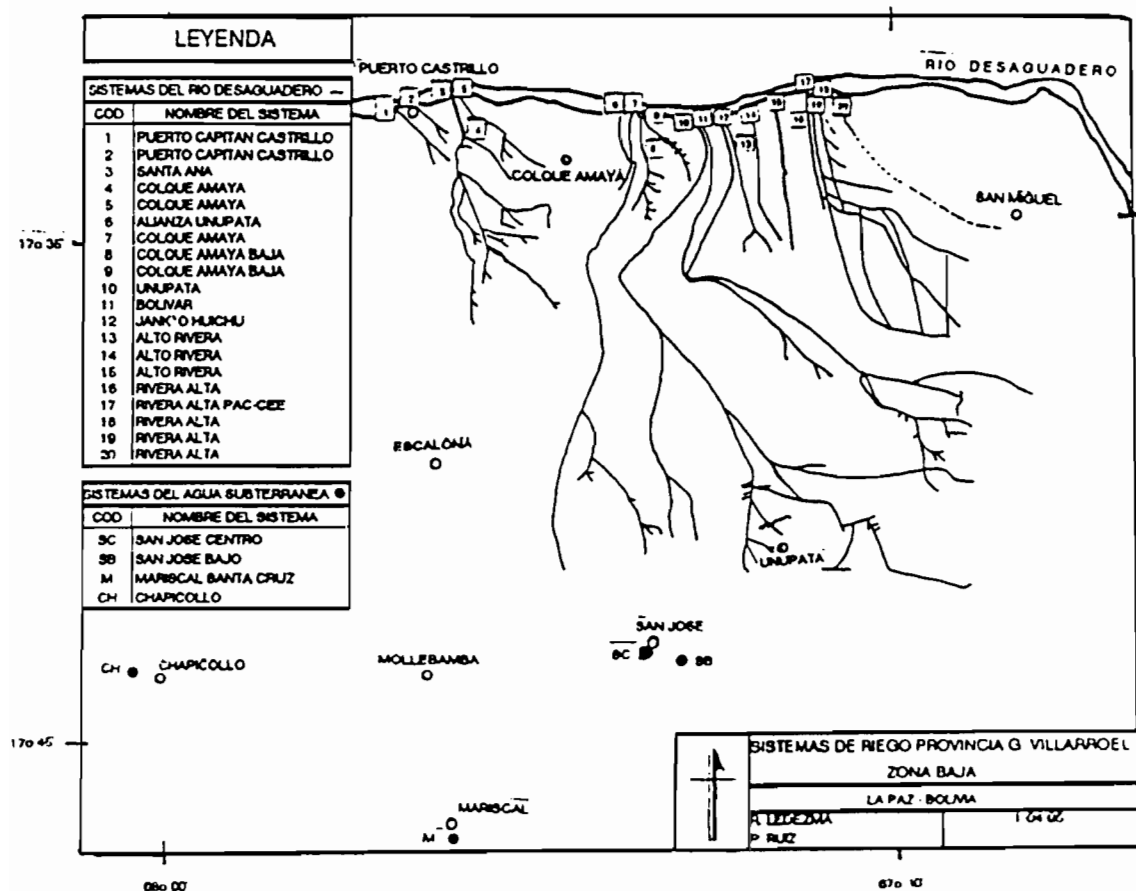
Desde hace tres años se ha notado un mejoramiento de los ingresos de las familias involucradas en estos sistemas de riego. Esto proviene de un incremento en el rendimiento de la alfalfa, en períodos de sequía. Por ejemplo, en el sistema de San José Bajo, el primer corte de la presente gestión se mejoró de 5000 a 17 000 kg de materia verde por ha.

CONCLUSION

Debido a innumerables dificultades, los resultados de un buen porcentaje de proyectos fueron negativos (MACA-CIIR, 1991 y Montes de Oca, 1992) en el Altiplano. Consolidar la gestión de sistemas de riego con agua superficial o subterránea puede ser muy útil para proyectos futuros.

REFERENCIAS

- Ledezma S. R. D. (1995) Influencia del riego en los procesos de salinización y sodificación en los suelos de la provincia G. Villarroel. Tesis de grado, UMSA La Paz, 275 p.
- MACA-CIIR (1991) Inventario y diagnóstico de proyectos de riego y propuesta de lineamientos de una estrategia de manejo de recursos hídricos con fines de riego. Ed. Montes de Oca, Cochabamba, Bolivia.
- Montes de Oca I. (1992) Sistemas de riego y agricultura en Bolivia. MACA-CIIR, HISBOL, La Paz.



DETERMINACION DE AGUAS SALINAS EN ACUIFEROS MEDIANTE EXPLORACION GEOELECTRICA EN EL ALTIPLANO CENTRAL

A. JIMENEZ M.¹ y A. COUDRAIN-RIBSTEIN²

En el Altiplano existen acuíferos multicapa en los que coexisten sectores de aguas salinas con aguas dulces con una distribución espacial en la horizontal y en la vertical. En sectores donde la naturaleza se muestra muy adversa, los habitantes del Altiplano se ven obligados a depender para su supervivencia de los escasos puntos de abastecimiento de agua dulce existentes, que en la mayoría de los casos provienen de recursos del subsuelo.

En este estudio, se usó la prospección geoelectrónica como una herramienta de aproximación del espesor de los acuíferos y de la calidad de sus aguas en la Provincia Villarroel, ubicada en el sector meridional del departamento de La Paz. Se realizaron 24 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de una abertura máxima de electrodos de 1 km, utilizando una configuración tetraelectrónica de tipo Schlumberger. Este estudio ha permitido delimitar tres sectores en función de sus comportamientos geoelectrónicos, que han coincidido con sectores de distinta salinidad (Fig. 1) que habían sido determinados en un estudio hidrogeológico (Coudrain-Ribstein *et al.*, 1994).

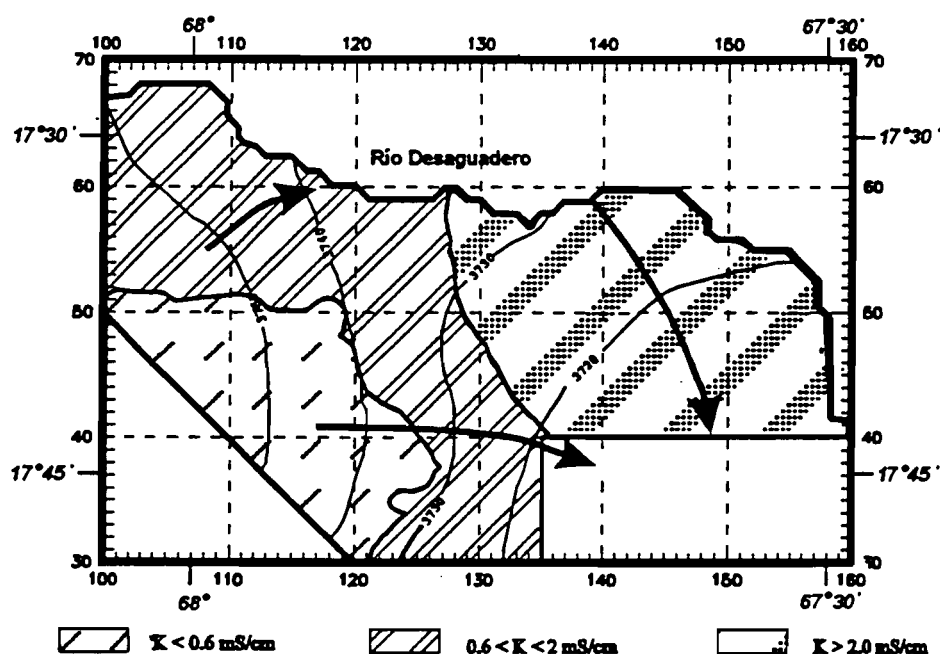


Figura 1 - Plano esquemático del acuífero estudiado en la Provincia Villarroel. Se muestran tres sectores de diferente conductividad eléctrica K del agua, cuatro isopiezas (3750 a 3780 m.s.n.m.) y tres líneas de corriente.

La resistividad de las rocas depende del volumen de sus poros, de su distribución y de la resistividad del agua que las rellena según la relación :

$$\rho_t = \rho_w f_m$$

¹ ONG centro de YUNTA, C.P. 14 529, La Paz, Bolivia. Fax : (591 2) 35 35 26

² CNRS-ORSTOM (Francia), C.P. 9214, La Paz, Bolivia. Fax : (591 2) 39 18 54

ρ_t = resistividad del terreno; ρ_w = resistividad del agua que satura el terreno; f_m = factor de formación dependiente de la porosidad ω y de la tortuosidad T según la relación T^2/ω .

En sectores donde se tiene un conocimiento exhaustivo de la geología, las formaciones son homogéneas y se conoce la posición de los niveles saturados, podemos deducir la porosidad del terreno y la calidad del agua que rellena los poros de una manera cualitativa y aproximada. En nuestro estudio, lo máximo que se ha podido clarificar es la distribución de acuíferos, como se muestra en el ejemplo de la figura 2. En ésta, las resistividades reales fueron deducidas a partir de las curvas SEV.

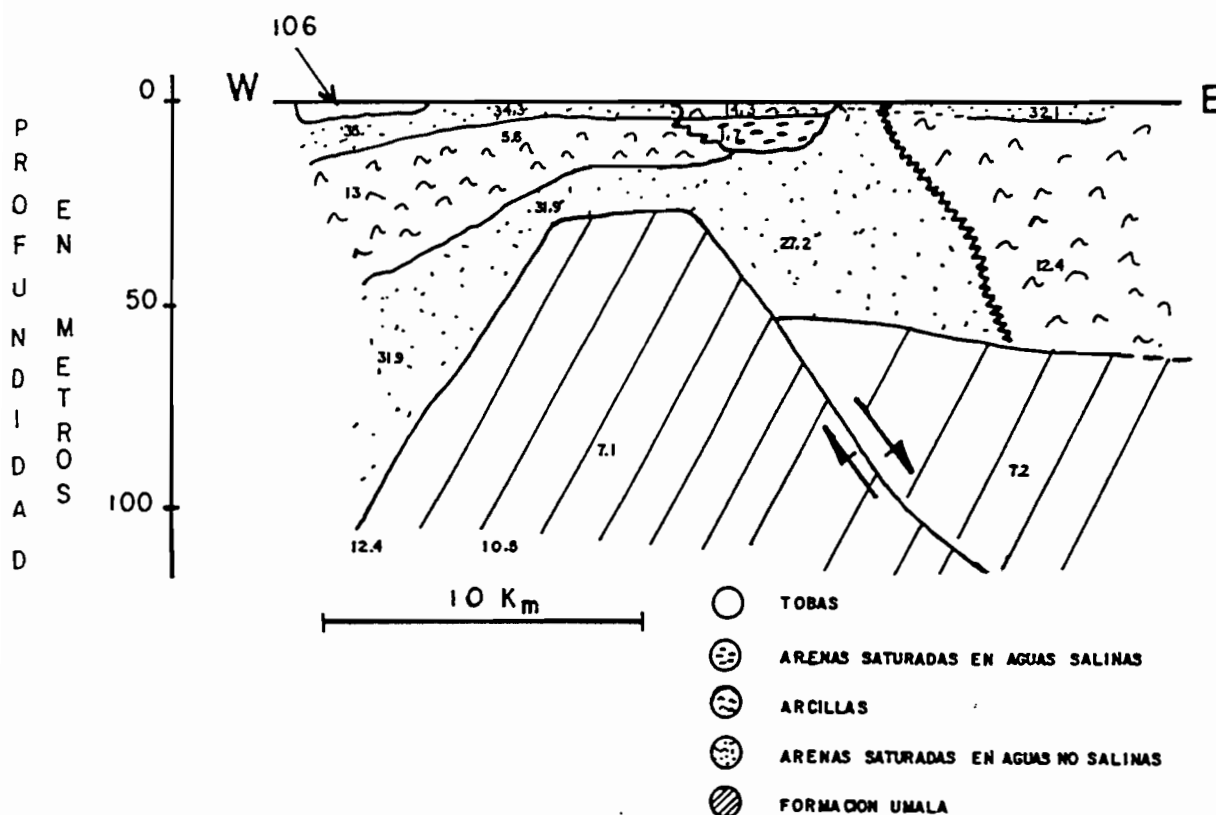


Figura 2 - Corte geológico en base a cuatro curvas SEV en una latitud aproximada de 17°35'. Las resistividades reales deducidas se muestran en la vertical del centro SEV correspondiente y a la profundidad interpretada.

La utilización de la prospección geoelectrica para el estudio de acuíferos, se ha revelado como una herramienta muy útil. La obtención de curvas patrón de resistividades en función de la salinidad, permite la extrapolación de estos datos a otros sectores altiplánicos. De esta manera se tiene una idea aproximada de la calidad química del agua subterránea que se está prospectando y su distribución tanto en la vertical como en la horizontal. Por lo tanto se pueden predecir los lugares mas idóneos para el diseño de futuras campañas de perforación para abastecimiento.

Coudrain-Ribstein A., Olive P., Quintanilla J., Sondag F. and Cahuaya D. (1994) Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. AISH Simposio TRACARID, Viena, Austria, Agosto 1994.

IMPACTO DE LAS CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS E HIDROLOGICAS SOBRE LA MODELACION PRECIPITACION-CAUDAL

J. GARFIAS¹ y C. ANDRE¹

Resumen - El presente artículo busca particularmente comparar la estructura de diferentes modelos precipitación-caudal y elegir uno que se adapte mejor a ciertas características hidrológicas. El sistema elegido para el análisis está constituido por el Altiplano Boliviano, esta región está drenada por el río Desaguadero, exutorio del lago Titicaca (3810 m.s.n.m.) y tributario del lago Poopó (3 686 m). Un análisis de los diferentes modelos hidrológicos asociado a las características del Altiplano Boliviano ha permitido en una primera etapa establecer dos modelos (HEC-1 y RORB) que constituyen la componente determinista. La consideración de las pérdidas a lo largo de uno de los tramos ha permitido igualmente mejorar de manera significativa la simulación. En una segunda etapa, la componente estocástica ha sido adicionada al proceso, estableciendo de esta manera un modelo mixto. La utilización de esta metodología permite, en particular, mejorar la precisión en la estimación de los parámetros y de esta manera obtener residuos independientes con una varianza constante.

INTRODUCCION

En la gestión de los recursos hídricos, es muy importante conocer el estado de un río susceptible de provocar riesgos, por una subida rápida de las aguas, de bienes económicos o de vidas humanas. Aún es más importante anticipar este estado, de algunas horas a algunos días cuando esto es posible, para tomar a tiempo medidas preventivas. Para algunos ríos o sistemas hídricos, es de esperar que los volúmenes de crecida estén ya formados en la red hidrográfica, aguas arriba, para inducir, en función de la propagación, la evolución probable de la situación aguas abajo, con un lapso de tiempo suficiente (ríos San Lorenzo, Amazonas, etc.). Sin embargo, en ciertos casos, nos encontramos frente a redes hidrográficas complejas con problemas particulares, donde no se puede esperar que los volúmenes de crecida se formen para poder prever medidas de seguridad. Por estas razones, es muy importante simular el ciclo hidrológico para tener una idea clara de los diferentes procesos, para de esta manera prever eficazmente los riesgos naturales.

Los procesos físicos que intervienen en el ciclo del agua son complejos y la mayor parte de ellos, respecto a los conocimientos actuales, pueden ser considerados como aleatorios. Bajo estas circunstancias, es muy delicado establecer de manera precisa las teorías físicas para cada uno de los elementos de este ciclo y encontrar relaciones deterministas entre ellos. Se puede, sin embargo, representar la evolución de estos procesos por medio de modelos matemáticos, más o menos complejos, imágenes imperfectas de la realidad. La primera etapa consiste por lo tanto, en seleccionar un modelo aplicable a las características particulares en estudio y de las características generales del banco de datos disponible.

La elección de un modelo es uno de los elementos más importantes dentro de la modelación hidrológica, sobre todo si se tiene en cuenta las características particulares del sistema. Este ha sido el caso en la cuenca del río Desaguadero en Bolivia, donde se encuentran problemas de sequías, erosión de suelos, salinidad de las aguas e inundaciones. En efecto, a lo largo de los

¹ Profesores del Centro Interamericano de Recursos del Agua (CIRA). Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.

últimos años, el Altiplano ha sufrido el rigor de los fenómenos naturales debido a los desbordes del río Desaguadero, así como del lago Titicaca, como también la formación de lagos temporales. La figura 1 presenta la situación general del sistema estudiado, ésta permite igualmente tener una idea global de su posición geográfica. Si se tiene en cuenta que un gran porcentaje de la población está concentrada en el Altiplano se puede concluir que alrededor de un millón de habitantes utilizan de manera intensa los recursos de esta región.

El Altiplano boliviano, donde el río Desaguadero es el curso de agua más importante, ha sido sujeto de un gran número de trabajos de investigación a lo largo de los últimos años. El lago Titicaca, situado en la cabecera del río Desaguadero ha sido objeto, desde hace 40 años, de numerosos estudios limnológicos (Iltis y Dejoux, 1986; Dejoux, 1988). Sin embargo, el río Desaguadero y el lago Poopó siguen siendo poco conocidos desde el punto de vista hidrológico. En lo que concierne al lago Poopó, ciertas investigaciones han sido efectuadas en temas referentes al balance hidroquímico (Carmouze *et al.*, 1978) e hídrico (Mariaca, 1985), así como investigaciones hidrobiológicas (Iltis *et al.*, 1990). Herbas (1991), utilizando una base de datos más reciente, ha efectuado un diagnóstico de la evapotranspiración potencial y real del Altiplano Boliviano, utilizando para ello el modelo "WREVAP". Estas investigaciones han demostrado la imposibilidad de utilizar el balance hídrico para verificar el modelo de evapotranspiración de Morton.

Los modelos hidrológicos actuales no consideran los fenómenos particulares como aquellos encontrados en el Altiplano Boliviano. Dadas estas circunstancias, esta investigación considera la influencia de procesos tales como los aportes subterráneos. En nuestro conocimiento, no existe un modelo que permita explicar estos fenómenos, por el hecho que no existen indicaciones precisas sobre la influencia de estas variables sobre el sistema. Así, el objetivo principal de este artículo es establecer un modelo hidrológico que tenga en cuenta las características particulares del Altiplano Boliviano (altura 3 700 m), de manera que con un cierto número de hipótesis realistas, se puedan simular los valores de caudal necesarios para analizar y prevenir los eventos extremos (crecidas). El objetivo particular busca profundizar el conocimiento de la calibración de los modelos hidrológicos, a fin de obtener una serie de parámetros optimales, basada en la complejidad hidrodinámica del medio. Concretamente, el objetivo es considerar la componente estocástica de la modelación hidrológica, justificando esta inclusión por medio de tests y simulaciones numéricas, teniendo en cuenta igualmente que existen indicaciones de la utilidad de esta componente en la modelación hidrológica.

BIBLIOGRAFIA

- Carmouze, J.P., Arce, C., Quintanilla, J. (1978) Circulación de materia (agua-sales disueltas) a través del sistema fluvio-lacustre del Altiplano: la regulación hídrica e hidroquímica de los lagos Titicaca y Poopó. *Cah. ORSTOM, ser. Géol.*, 10(1): 49-68.
- Dejoux, C. (1988). Panorama de la fauna béntica de las aguas del Altiplano boliviano. Actas del Mer. Congr. Iberoamer. y Caribe sobre Pesca y Agricult. Margarita, Venezuela.
- Herbas, C. (1991). Etude de l'évapotranspiration du haut plateau bolivien. Th. de maîtrise Université Laval.
- Iltis, A., Dejoux, C. (1986). Investigaciones efectuadas en el Altiplano Boliviano en el campo de la hidrobiología dentro del convenio UMSA-ORSTOM. *Primer simp. investig. Francesa en Bolivia*, La Paz, sept. 1986. Publ. ORSTOM. pp. 75-80.
- Iltis, A., Dejoux, C., Wasson J.G. (1990). Datos hidrobiológicos referentes al lago Poopó (Bolivia). Informe 21, ORSTOM-UMSA, La Paz, 19 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.

OBSERVACIONES HIDROLOGICAS EN EL ALTIPLANO CHILENO DE LA II REGION

Grupo UNIRHI¹

(H. ALONSO, J. ARAYA, A. COVARRUBIAS, P. POURRUT, L. VARGAS y C. VERA)

La Universidad Católica del Norte (Chile) y ORSTOM (Francia) han firmado un acuerdo de cooperación científica, vigente desde enero de 1991, concretándose con la creación de un grupo de investigación multidisciplinario denominado UNIRHI (Unidad de Investigación de Recursos Hídricos), cuyo primer objetivo ha sido el estudio de los diversos parámetros hidrológicos que condicionan el origen, cantidad y calidad de los recursos hídricos existentes en el altiplano de la II Región de Chile.

Durante los dos primeros años, el estudio ha estado centrado en una hoya prealtiplánica como lo es la del río Salado, afluente del Loa.

A partir de 1993 y especialmente desde el año pasado, se ha abordado el estudio de la hoya del río Zapaleri, en lo que a la parte chilena se refiere. Este estudio ha recibido un importante apoyo por parte de una de las principales empresas de la región (ESSAN S.A., servicios de agua potable de la región), que ha permitido, a partir de julio de 1994, instalar una estación climatológica automática completa en las proximidades del salar de Quisquiro y una estación hidrométrica con transmisión satelital, en el río Zapaleri (en ambos casos, instrumentación donada por ORSTOM).

Ya que es la primera vez que se observan, en forma continua, los parámetros del clima y del escurrimiento de un río permanente en el altiplano de la II Región, se presentan a continuación los tratamientos de la información registrada hasta la fecha, por ambas estaciones.

Ella incluye los siguientes registros:

- * temperatura
- * humedad relativa
- * radiación solar
- * viento (dirección y velocidad)
- * precipitación
- * escurrimiento

¹ Unidad de Investigación de Recursos Hídricos, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile.

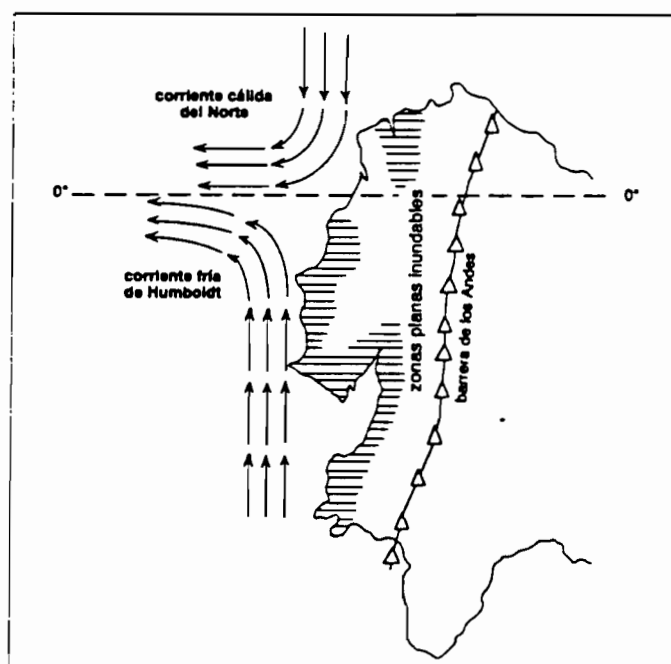
PREVISION DE LAS INUNDACIONES Y SEQUIAS A DIVERSAS ESCALAS DE TIEMPO

G. GOMEZ¹, E. CADIER² y F. ROSSEL²

Las inundaciones y sequías son consecuencia de desajustes o anomalías del clima que afectan a gran cantidad de personas y provocan frecuentemente pérdidas materiales y humanas considerables. Pueden ser previstas con una confiabilidad que disminuyen a medida que aumenta el plazo de previsión.

- . Los modelos de circulación atmosférica y oceánica planetaria permiten estimar una probabilidad de anomalía con ciertas semanas e incluso hasta con uno o dos meses de anticipación.
- . Las técnicas utilizadas por la meteorología sinóptica permiten prever la tendencia climática con uno a varios días de antelación (fotografías aéreas, identificación de los principales frentes).
- . Los radares meteorológicos permiten estimar el volumen de las precipitaciones contenidas en las nubes o que están cayendo.
- . Los modelos de simulación hidrológica permiten prever, a partir de las intensidades de las lluvias, los volúmenes de agua que fluirán.

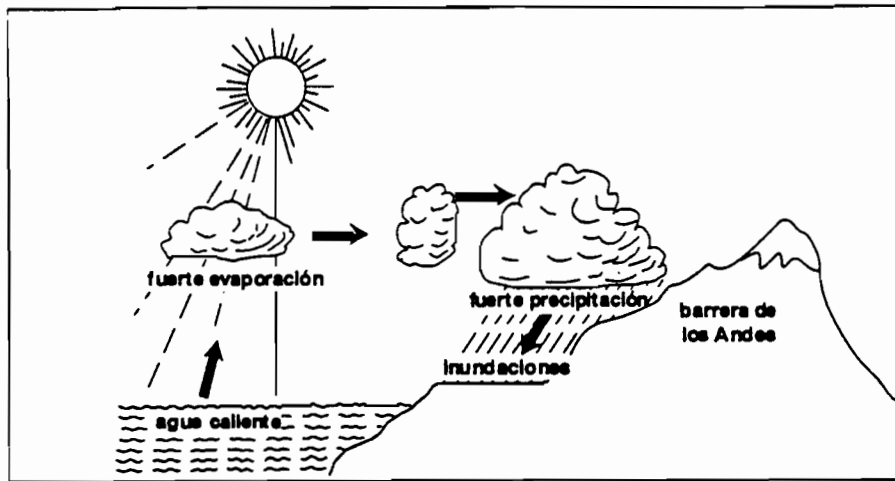
Todas estas técnicas serán utilizadas simultáneamente para mejorar las previsiones y permitir proteger las zonas amenazadas y al menos limitar los daños, organizando, por ejemplo, evacuaciones. El Ecuador es un país sometido a la influencia de las variaciones del ENSO. Así, las lluvias en la parte occidental del Ecuador están concentradas entre los meses de febrero y mayo, durante los cuales la corriente cálida del Norte, comúnmente llamada corriente de "El Niño", rebasa a la corriente fría de Humboldt hacia el Sur, provocando fuertes lluvias. Algunos años, la ocurrencia del fenómeno de "El Niño" hace que se presenten precipitaciones extraordinariamente fuertes, las mismas que pueden extenderse por varios meses, provocando graves inundaciones en las zonas bajas de la región costanera ecuatoriana, en especial en la cuenca baja del río Guayas.



El Ecuador está situado en el frente de contacto marítimo entre una zona de agua cálida al Norte y fría al Sur. Cualquier anomalía en la ubicación de esta zona de contacto repercute en modificaciones del régimen de las precipitaciones en toda la parte occidental del país.

¹ INAMHI, Quito, Ecuador

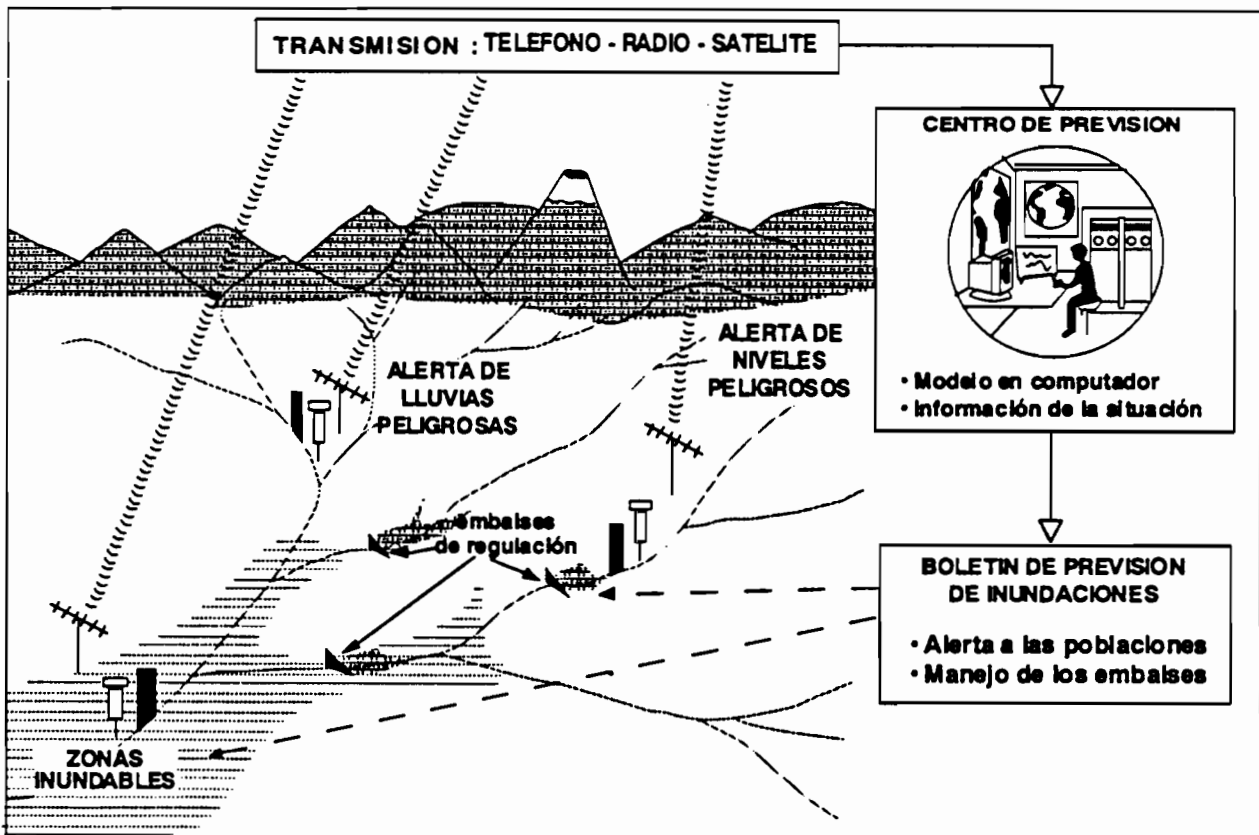
² ORSTOM, Quito Ecuador



Previsión de las inundaciones con algunos meses de anticipación

Las inundaciones son, en gran parte, previsibles, pues son una consecuencia de anomalías climáticas repartidas en los 10 000 km de longitud en el Océano Pacífico (desde Indonesia hasta el Ecuador) y pueden ser detectadas varios meses antes. Los medios modernos de detección (redes de aparatos de medición en la tierra y barcos oceanográficos en el mar, apoyados por satélites meteorológicos), de transmisión (radios, satélites) y los modelos de previsión en computadores, facilitan la previsión a largo plazo.

Previsión de las inundaciones a corto plazo



Red de alerta para la previsión de inundaciones

Cuando se presenta una situación de lluvias catastróficas, es posible prever la subida de los niveles en los cursos de agua con varias horas o varios días de anticipación, a través de un sistema de alerta que informa de la cantidad de lluvia caída y de los niveles de agua en los ríos de las partes altas de las cuencas.

LE RÉGIME HYDROLOGIQUE DU RIO MADEIRA DES ANDES BOLIVIENNES A L'AMAZONIE BRÉSILIENNE

M. MOLINIER¹, J.L. GUYOT¹, J. BOURGES², R. HOORELBECKE³,
J. CORTES⁴ et V. GUMARAES⁵

Résumé - Le bassin amazonien s'étend sur plus de 6 millions de km², et apporte à l'océan atlantique 209 000 m³/s, soit un débit spécifique de 34 l/s.km². La distribution de ce débit spécifique sur l'ensemble du bassin montre de fortes tendances régionales, avec des valeurs de 18 à 30 l/s.km² pour les affluents méridionaux de l'Amazone (Xingu, Tapajós, Madeira, Purus Juruá), de 40 à 50 l/s.km² sur le cours principal (Solimões), et de 50 à 70 l/s.km² pour les affluents septentrionaux de la zone équatoriale (Içá, Japurá, Uaupés, Negro). Dans les Andes de Bolivie, le débit spécifique varie de 5 à 125 l/s.km² suivant la pluviométrie des bassins. Les valeurs les plus faibles sont observées en zone montagneuse aride (bassin des rios La Paz, Grande), alors que les plus fortes apparaissent dans les bassins orientaux de la Cordillère orientale (Alto-Madre de Dios, Yungas, Chaparé). Dans les Llanos de Bolivie, la valeur du débit spécifique oscille entre 20 et 40 l/s.km² pour les fleuves d'origine andine, et entre 5 à 10 l/s.km² pour les cours d'eau issus du bouclier brésilien.

Le régime hydrologique observé sur l'ensemble des cours d'eau du bassin du Rio Madeira est de type pluvial tropical austral, caractérisé par l'alternance brutale entre sécheresse de saison froide et surabondance des pluies en saison chaude. Dans les Andes et leur piedmont, les hydrogrammes à multiples crues se fondent vers l'aval pour donner naissance à la grande crue annuelle, précédée ou suivie de petites crues bien indifférenciées. La crue annuelle apparaît ainsi de moins en moins dentelée de l'amont vers l'aval des grands fleuves. La variabilité annuelle des débits mensuels est relativement élevée, avec un rapport des débits moyens mensuels extrêmes (RQm) allant de 5 à 15.

La variabilité interannuelle observée sur le Rio Madeira est la plus forte du bassin amazonien, avec un rapport des débits moyens annuels extrêmes (RQa) compris entre 1,4 et 2,3. Les bassins où le débit spécifique, donc la pluviométrie, est plus faible présentent une variabilité interannuelle plus forte.

¹ ORSTOM, CP 09747, CEP 70001-970 Brasília DF, Brasil

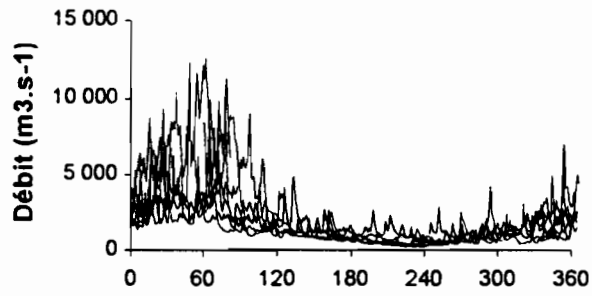
² ORSTOM Hydrologie, BP 5045, 34032 Montpellier Cedex, Francia

³ ORSTOM, CP 9214, La Paz, Bolivia

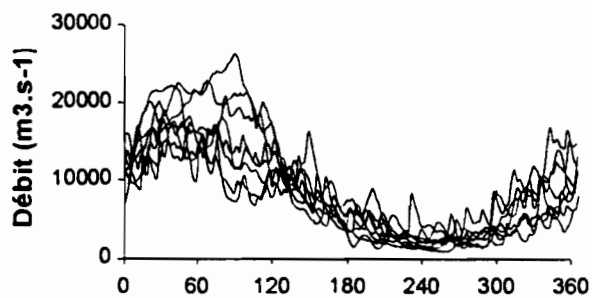
⁴ SENAMHI, CP 10993, La Paz, Bolivia

⁵ DNAEE-CGRH, SGAN 603, 70830-030 Brasília DF, Brasil

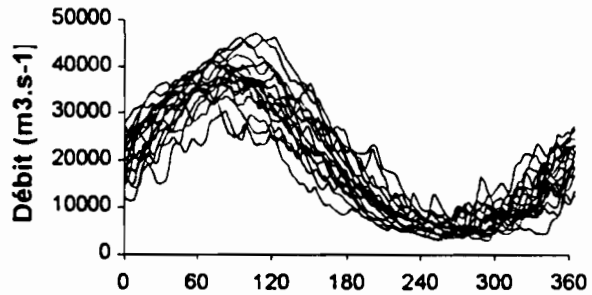
Rio Beni - Angosto del Bala (83-90)



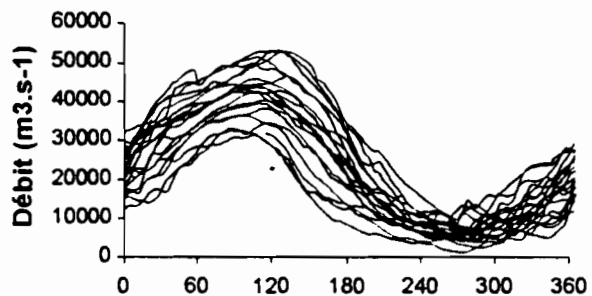
Rio Beni - Cach. Esperanza (83-90)



Rio Madeira - Porto Velho (70-88)



Rio Madeira - Manicore (67-91)



Débits journaliers (du 01/01 au 31/12) du Rio Madeira et de ses tributaires, depuis le piedmont andin jusqu'à l'Amazonie.

HIDROLOGIA FORESTAL DE LOS BOSQUES TROPICALES, CON ENFASIS EN LOS BOSQUES DE LA AMAZONIA ANDINA

C.A. LLERENA¹

La relación entre los bosques y el agua de su entorno, en cualquiera de sus múltiples formas, se ha venido observando desde tiempos inmemoriales, pero su estudio formal y el conocimiento científico de los procesos que gobiernan las estrechas interrelaciones hidrológico-forestales se ha comenzado a difundir en forma creciente a mediados de la década de los 40. Es así que son conocidos los aportes pioneros de Hoover (1945), Kittredge (1948), Colman (1953), Lassen et al (1965), Bormann y Likens (1967), en EE.UU. Molchanov (1960) en Rusia; y Penman (1963) en Inglaterra, entre otros. Son igualmente de importancia para el impulso inicial de la hidrología forestal como área de interés científico, la reunión de la NSF en la Universidad del Estado de Pennsylvania en 1965 (Sopper y Lull, 1967) y la de Moscú en 1970 (FAO, 1970), ya que ambas reunieron a los mejores expertos en el tema y publicaron documentos que han llegado a ser verdaderos clásicos. En épocas más recientes, tenemos los trabajos de Golding (1970), ya que ambas reunieron a los mejores expertos en el tema y publicaron documentos que han llegado a ser verdaderos clásicos. En épocas más recientes tenemos los trabajos de Golding (1970), Anderson *et al.* (1975), Lee (1980), de Hewlett, cuya obra más conocida es su libro de texto (Hewlett, 1982), Bosch y Hewlett (1982), Brown (1985), Troendle y King (1985), Phillips *et al.* (1990), Brown y Binkley (1994) etc. La última gran reunión que mostró el estado del arte de la hidrología forestal en el mundo se hizo en Vancouver, Canadá, en 1987 (Swanson *et al.*, 1987), en donde se presentó a esta especialidad como la base teórica para el manejo de las cuencas forestadas. Han habido también otras reuniones de mérito de IUFRO, UNESCO (PHI y MAB), IAHS y FAO. Aunque casi todo lo citado hasta aquí se refiera a bosques templados, es necesario y conveniente reconocer que estos avances tuvieron gran influencia en el rápido adelanto de la hidrología forestal tropical de los últimos años, logrado con la participación de científicos del hemisferio norte, mayormente de universidades, trabajando en equipo con colegas del sur.

La hidrología forestal tropical tiene también autores y publicaciones a los cuales es justo reconocer méritos como promotores del interés por esta ciencia en la región, a fines de los 70 y principios de los 80, L.S. Hamilton y sus libros publicados por el East-West Center están en primera línea: Williams y Hamilton (1982) y Hamilton y King (1983); además de los estudios de Dunne (1979) en Kenya, los primeros informes del proyecto ECEREX en la Guayana Francesa (Sarrailh, 1980); el controvertido artículo de Gentry y López Parodi (1980) sobre deforestación en el piedemonte andino en Perú; los experimentos de los australianos Gilmour et al (1982) en Babinda, Queensland; las primeras experiencias del holandés Bruijnzeel (1982) en Indonesia; los aportes de E. Salati de CENA-USP en la Amazonia de Brasil: Salati et al (1979), Salati (1983); Salati et al (1983); los estudios de Jordan y sus estudiantes de la Univ. de Georgia en Venezuela (Jordan, 1982); entre otros. Se llevaron a efecto también en estos años varias reuniones importantes como la de Ibadán, Nigeria en 1979 sobre "Hidrología de la Agricultura Tropical", editada por Lal y Russell (1981); y se publicaron obras sobre la Amazonia con artículos sobre su hidrología: Sioli (1984) y Prance y Lovejoy (1985). Algunos de los autores y de los aportes más

¹ Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú.

importantes de un segundo momento que llega hasta el presente son: Bruijnzeel (1986, 1991); Poels (1987); Ghuman y Lal (1987); Kalliola *et al.* (1987); De las Salas (1987); Dickinson (1987); Sternberg (1987); Hamilton y Adams (1987), Hamilton y Pearce (1987), Hamilton (1988), Hamilton (1990); Jordan (1989); Nobre *et al.* (1989); Ribeiro da Rocha (1989); Richey *et al.* (1989); Elseber (1989); Elseber y Cassel (1989, 1991); Elseber *et al.* (1992, 1993, 1994); Victoria *et al.* (1991); McClain (1994); Stadtmuller (1994), esta última una revisión actualizada; etc. En este grupo figura el libro más importante para la hidrología forestal húmeda tropical: el excelente compendio de Bruijnzeel (1990), producido por UNESCO-PHI, IAHS, ITC y la Universidad Libre de Amsterdam. Tres proyectos con continuidad deben destacarse en esta etapa: ECEREX estudio modelo en pequeñas cuencas experimentales (Sarrailh, 1989, 1990); CAMREX, que aunque se centra en la biogeoquímica de la cuenca amazónica aporta mediciones previas que dan luces al conocimiento hidrológico-forestal de la gran cuenca (Richey *et al.*, 1986, 1993); y PHICAB, que inicia el estudio hidrológico y meteorológico sistemático de la cuenca amazónica boliviana (Roche *et al.*, 1992; Guyot, 1993).

A pesar del título de esta revisión, no es posible todavía enfatizar debidamente las singulares características de la hidrología de los bosques de las partes altas de las vertientes orientales de los Andes amazónicos, ni de las praderas alto-andinas que preceden a la foresta en las alturas por debajo de las nieves perpetuas. Hasta la fecha es muy poco lo estudiado en estas partes de la cuenca amazónica habiendo mucho por hacer. Sin embargo, existen algunos tratados generales sobre los bosques de neblinas (Stadtmuller, 1987), que son abundantes en la selva alta; y hay aportes de PHICAB en Bolivia (Roche *et al.*, 1992). Ultimamente, se logró una excelente contribución al conocimiento de los bosques nublados montañosos tropicales, con la reunión sobre el tema en San Juan, Puerto Rico, en 1993, editada por Hamilton *et al.* (1995), que expone varios casos de países andino-amazónicos. Podríamos rescatar, en esta parte del trabajo, algunos tratados, que a pesar de no haber sido desarrollados en la Amazonia andina, podrían ser de utilidad para los interesados en información hidrológica de base sobre plantaciones forestales de las zonas semi-áridas de las sierras andinas que drenan al Amazonas. Nos referimos a la excelente obra de Lima (1993), sobre el impacto ambiental del eucalipto; y a los trabajos llevados a cabo en Sudáfrica sobre regulación de la reforestación con eucaliptos y pinos en función a su consumo de agua: Bosch y Von Gadow (1990) y Dye (1994). Estas zonas de sierra y de selva alta, en especial la última, vienen sufriendo una gran presión poblacional de migrantes andinos, en busca de tierras en donde establecer sus cultivos, que son en buena parte ilegales.

A PROCEDURE OF SERIES SEGMENTATION

P. HUBERT¹

Given a n numerical values time series:

$$x_i \quad i = 1, 2, \dots, n$$

a series x_i , $i = i_1, i_2$ where $i_1 \geq 1$ and $i_2 \leq n$ constitutes a segment of the initial series; each division of the initial series into m segments constitutes a m order segmentation of this series. Thus given a particular m order segmentation practiced on the proposed series, and given i_k , $k = 1, 2, \dots, m$, the rank in the initial series of the extreme end of the k -th segment (by convention, we will pose $i_0 = 0$),

$$i_0 = 0 < \dots < i_k < \dots < i_{m-1} < i_m = n$$

we will note $n_k = i_k - i_{k-1}$ the length of the k -th segment and X_k the local mean:

$$X_k = \left(\sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} x_i \right) / n_k$$

We will propose:

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - X_k)^2$$

and will define the quantity:

$$D_m = D(i_1, i_2, \dots, i_m) = \sum_{k=1}^{k=m} \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x_i - X_k)^2 = \sum_{k=1}^{k=m} d_k$$

as the quadratic deviation between the series and the considered segmentation.

This deviation is necessarily positive or null and makes it possible to evaluate how close are the series and the segmentation which is applied to it. This deviation depends only, for a given series, on the adopted segmentation.

For any order m between 1 and n there exists C_{n-1}^{m-1} possible segmentations which can become a huge number. So, it is definitely impossible to look for an optimal segmentation by simple enumeration of all possible cases and it is necessary to define an optimization algorithm permitting us to determine, for a given order of segmentation, the optimal segmentation of a series, that is that one for which the above defined deviation is minimum.

The m -th order segmentations of series of length n can be organized like the branches of a tree. The length of the first segment can take on a value between 1 and $n - (m - 1)$ because the initial series, diminished from the first segment should be divided into $m - 1$ segments. The choice of the first segment length constitutes the first level of branching. n_1 is this first choice. We are now faced with the problem of the $m - 1$ order segmentation of a $n - n_1$ length series. n_2 will be the second segment length, the value of which will be bounded by 1 and $n - n_1 - (m - 2)$. One can thus continue until the choice of the length of the $(m - 1)$ -th and last level of branching because the length of the m -th segment is then entirely defined.

¹ URA CNRS 1367, Ecole des Mines de Paris. 35 rue Sain Honoré, 77305 Fontainebleau, France.

The branching can be generated systematically increasing first the length of the segment corresponding to the deepest possible level. Taking into account the number of segmentations of a time series, even of modest size, we will bypass exhaustive exploration of the branching and the corresponding combinatory explosion by means of a "branch and bound" type algorithm.

This procedure should however be completed by the introduction of a constraint applying to the segmentations produced. This will be acceptable only if the means of two contiguous segments are significantly different.

$$X_k \neq X_{k+1} \quad \forall \quad k = 1, 2, \dots, m - 1$$

A complete segmentation being produced, this can be tested using the concept of contrast introduced by Scheffe. In the case which interests us, a m order segmentation will be reputed acceptable if all the contrast estimated by:

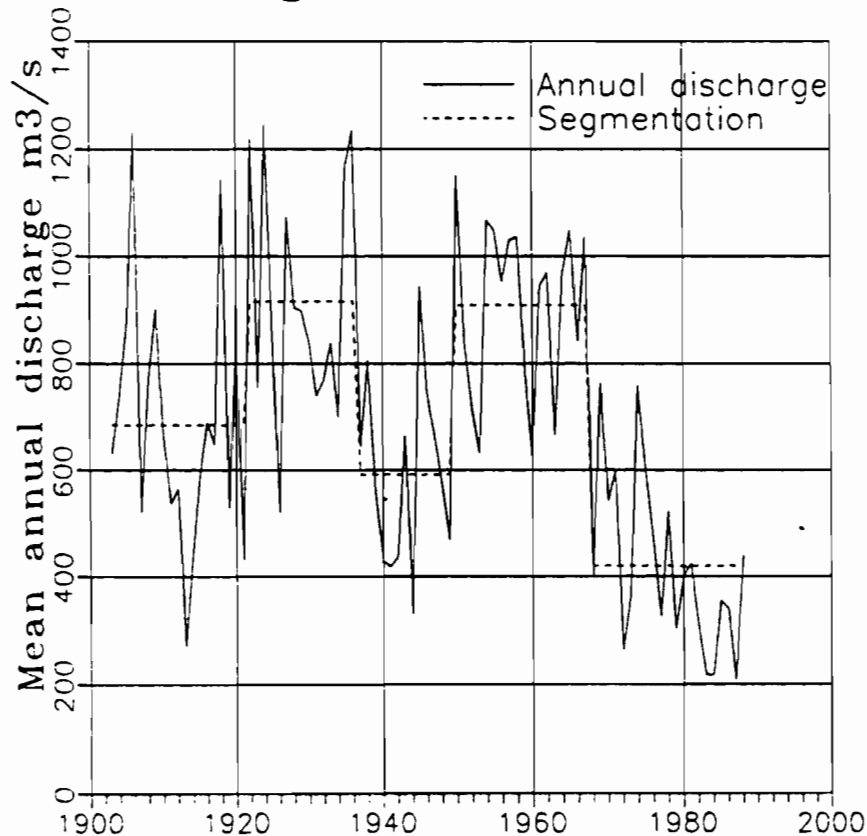
$$\hat{u}_k = X_k - X_{k+1} \quad k = 1, 2, \dots, m - 1$$

are significantly different from zero at a given level of signification α .

We have integrated the Scheffe test in our optimization algorithm in order to verify the validity of the segmentations concerning the entire chronological series under study. During exploration of the m order segmentations branching of the complete series, a segmentation whose deviation from the series is inferior to the weakest deviation already obtained is not retained as a new optimal provisional segmentation except if the null hypothesis of the Scheffe test is rejected at a chosen level of confidence for all the above defined contrast.

The Scheffe test will supply us with a means of limiting the order of segmentation that the simple criterion of deviation which we have defined does not permit. Indeed, if during the $(m + 1)$ segmentation process, no segmentation produced shows itself to be valid according to the Scheffe test, we will be led to retain as the best segmentation of the proposed series the optimal m order segmentation.

Senegal river at Bakel



NUEVAS HERRAMIENTAS EN LA ORDENACION GEOMORFOLOGICA: LA DIMENSION FRACTAL INCORPORADA

I. SUAREZ¹, B. VIZOSO² y M. BEZADA³

Dentro de un plan de investigación sistemática de procesos geomorfológicos, uno de los primeros pasos puede ser el de identificar, dentro del área de estudio, formas geológicas similares, que pudiesen señalar procesos geológicos similares.

En el estudio de los procesos glaciares del Cuaternario, la identificación y caracterización de las morrenas, circos y conos presentes en un área de estudio determinada, viene a ser, por consiguiente, uno de los primeros pasos, realizados generalmente a través de fotointerpretación.

Sin embargo, la caracterización de la forma de las unidades del paisaje ha recibido recientemente aportes conceptuales de un área de la matemática contemporánea, la matemática fractal. Específicamente, de esta nueva área nosotros hemos tomado el concepto de dimensión fractal de una figura como estimador de la complejidad de la misma. La caracterización de este atributo a través de la matemática fractal es sumamente interesante, dado que al incorporar el cambio de escala como uno de los insumos para su cálculo, permite eliminar el problema que la misma representa para las estimaciones usuales de parámetros asociados a una figura plana, tal como se presenta en un mapa. Es bastante conocido que los parámetros como el perímetro o el área de un elemento del paisaje, estimados desde un mapa, son sensibles a la escogencia de la escala. Esto no ocurre con la dimensión fractal del mismo elemento.

Además, la dimensión fractal de una figura plana es fácilmente calculable a través de un algoritmo desarrollado por Mandelbrot, llamado box-counting. La idea del mismo consiste en la estimación de la tasa de cambio del perímetro de la figura en cuestión, a lo largo de una variación constante en la escala usada para la determinación del perímetro. Intuitivamente es fácil imaginarse que una figura más rugosa o compleja, tendrá tasas de variación del perímetro más altas.

Volviendo al estudio de los procesos glaciares del Cuaternario, la caracterización de la complejidad de un elemento tal como una morrena o como la de un circo glacial, cobran inmediata relevancia. Es claro pensar que una morrena, con límites más complejos, más rugosos, debe estar asociada a edades de formación más antiguas o procesos erosivos más activos. También es una suposición usual en la geomorfología glacial el pensar que un circo más complejo permite una mayor acumulación de hielo. El presente trabajo propone el uso del último parámetro como una de las variables relevantes a la hora de ordenar unidades del paisaje geomorfológico glacial.

Para la ordenación de las unidades que estudiamos, usamos análisis de correspondencia canónico (CANOCO), técnica estadística multivariada frecuentemente usada en estudios ecológicos. La escogencia de la misma, por encima del uso de simples regresiones entre los parámetros que relacionamos, obedece en primer lugar a la necesidad de una ordenación objetiva de las unidades que estudiamos, y en segundo, a la realidad multivariada del problema que

¹ Departamento de Estudios Ambientales, Univ. Simón Bolívar, Caracas, Venezuela

² Departamento de Estudios Ambientales, Univ. Simón Bolívar, Caracas, Venezuela

³ Departamento de Ciencias de la Tierra, Univ. Pedagógica Experimental Libertador, Caracas, Venezuela

enfrentamos, ya que sería extremadamente reduccionista afirmar que un parámetro de forma puede caracterizar a una realidad tan compleja como la conformada por una serie de circos, morrenas y conos de deyección fluvioglacial, a lo largo de un valle andino.

Como área de estudio se tomó el Valle de Pueblo Llano, en el Estado Mérida de Venezuela, sitio en que los circos glaciales existentes, las morrenas y los conos fluvioglaciales asociados a ellos están previamente mapeados y estudiados (Bezada, resultados no publicados). Se consideró como unidad al conjunto de circo morrena y cono, previamente identificado, obteniendo 18 unidades a ordenar. De cada unidad se estimó la dimensión fractal del circo, la exposición al sol y al viento, los niveles promedio de precipitación actual, las alturas promedios de los conos, circos y morrenas, y las áreas de los mismos.

Para el CANOCO se consideró como atributos de cada unidad a las áreas de los conos, morrenas, circos y la dimensión fractal de los últimos. Como variables ambientales se consideraron las exposiciones al sol y al viento, los niveles de pluviosidad y las alturas de los tres miembros de cada unidad.

Los resultados son altamente coherentes. Entre nuestro universo muestral encontramos cuatro grupos claramente definidos, bien relacionados con las variables ambientales que consideramos y claramente separados por los atributos escogidos, lo que permite hacer inferencias sobre los factores que determinaron la evolución de cada unidad circo-morrena-cono, dentro de un marco de referencia general.

La importancia que le damos a este trabajo, además de ser un primer intento de ordenación objetiva dentro de las unidades glaciales del sistema de Pueblo Llano, es el de presentar la utilidad que tiene la dimensión fractal como atributo geomorfológico de relevancia. Su facilidad de cálculo, la manera en que resuelve el problema de la escala usada y su buena correlación con factores ambientales reconocidos como modeladores de procesos glaciales, la convierten en una futura herramienta de la geomorfología glacial.

POSTERS (sesión 2)



**LAS VARIACIONES CLIMATICAS DEL SIGLO XVIII
EN LOS ANDES TROPICALES DEL SUR, CON ESPECIAL REFERENCIA AL CICLO
SECO DE 1780 - 1810**

M. del R. PRIETO¹, P. DUSSEL y R. HERRERA¹

Mediante el uso de información histórica se ha reconstruido el clima de la faja de valles y montañas tropicales del oeste de Bolivia en el siglo XVIII.

Se puso énfasis en el estudio de los extremos climáticos, sequías e inundaciones, dado que su reiteración los transforma en buenos indicadores de variabilidad climática.

Estudios de climatología histórica sobre el área central de Argentina (Córdoba, Mendoza, Buenos Aires, Santiago del Estero, Santa Fé) inducen a pensar que, en líneas generales, el clima de la región austral sudamericana presentó oscilaciones extremas con largos ciclos de años secos a lo largo de la centuria analizada, particularmente entre 1730 y 1750 y a partir de 1780 hasta las primeras décadas del siglo siguiente.

En este trabajo, nuestro interés ha sido verificar la ocurrencia de este fenómeno en Los Andes tropicales bolivianos durante ese siglo, analizando especialmente las últimas décadas, utilizando evidencias históricas. Se parte de la hipótesis de que el siglo XVIII fue un período particularmente anómalo dentro de la historia climática del subcontinente, por lo cual es necesario sumar estudios que avalen o no nuestras premisas iniciales.

Para ello, se utilizaron fundamentalmente las "Relaciones sextrimestrales de aguas, cosechas y demás particulares" informes surgidos a raíz de la Real Orden del 10 de mayo de 1784, que solicitaba a las colonias reportes semestrales sobre los acontecimientos climáticos y agrícolas de cada región del imperio colonial. En el caso de Bolivia se cuenta con datos de Potosí, Cochabamba, La Paz, Sucre (La Plata), Lampa, Atacama, Oruro, Carangas, Lípez, etc. También se recurrió a descripciones, correspondencia de funcionarios y particulares, etc.

Los datos recopilados fueron agrupados en categorías de tipo cualitativo en un rango de mayor a menor mediante la técnica del análisis de contenido, de acuerdo con la metodología ya explicitada en otros trabajos (Prieto, 1985; Prieto y Richard, 1991). Según la magnitud de las precipitaciones, se determinaron cinco categorías desde el punto de vista cualitativo: Muy Húmedo, Húmedo, Normal, Seco, Muy Seco, tomando en consideración los calificativos utilizados por los observadores para describir cada fenómeno (descriptores). Se consideraron también los datos indirectos que pudieran aportar información complementaria, como malas cosechas, hambrunas, muerte del ganado por falta de pastos, pestes, crecidas extraordinarias de los ríos, cambios de curso, ruina de edificios por inundaciones, etc.

En el estudio de Tandeter y Wachtel (1984) sobre precios y producción agraria en Potosí y Charcas en el siglo XVIII, los autores llaman la atención sobre la existencia de una cierta relación entre la ocurrencia de eventos climáticos desfavorables y el alza de los precios de algunos productos agrarios. Destacan en este sentido las cuatro primeras décadas del siglo, donde hay no menos de veinticuatro años malos con predominio de sequías y precios altos, ciclo que coincide en general con el detectado para Mendoza y Córdoba durante el mismo lapso. Después de 1742

¹ Unidad de Historia Ambiental, Instituto Argentino de Nivología y Glaciología (IANIGLA), CRICYT, Mendoza, Argentina.

se consignan escasos datos sobre fenómenos climáticos extremos, lo que podría indicar un período de normalidad más cercano a la media, acompañado por precios bajos. A fines del siglo se reanudan los años con deficiencia hídrica, fase que culmina en la primera década del siglo XIX.

En este lapso comprendido entre 1780 y 1805, a semejanza del primer ciclo seco del siglo XVIII, los fenómenos climáticos adversos presentan una amplia distribución espacial y se producen en forma casi simultánea no sólo en toda el área andina, sino también en las grandes planicies sudorientales.

La característica más llamativa del patrón de este gran ciclo seco, es la presencia de inviernos excepcionalmente fríos que suceden a un año de gran deficiencia hídrica.

La culminación de este ciclo se produce en los años 1803-1804-1805. Sus efectos más catastróficos se observan en Potosí y Cochabamba.

La recurrencia en el largo plazo de estas sequías excepcionales, -teniendo en cuenta la gran sequía de 1882-83 en los Departamentos de La Paz, Oruro, Cochabamba, Potosí, Chuquisaca, Tarija y Santa Cruz- ha conducido a buscar explicaciones en otros eventos regionales como el fenómeno El Niño-Oscilación Austral (ENSO). Con este objeto se comparó la información sobre sequías extraordinarias de este ciclo de fines del siglo XVIII con la serie histórica construida por Quinn (Quinn et al., 1987) sobre ocurrencia de ENSO, encontrándose coincidencias, sobre todo a partir de 1783.

Se discute además, si la ocurrencia de un pulso de la Pequeña Edad Glaciar durante este período, tal como lo proponen algunos autores, habría incidido en el alto número de sequías registradas.

POSITIONS OF THE BRAZILIAN *ARAUCARIA* FOREST DURING THE HOLOCENE AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS

M.P. LEDRU¹, H. BEHLING, M. FOURNIER¹, L. MARTIN¹ & M. SERVANT¹

Today's *Araucaria angustifolia* forest in Brazil can be found in two different areas: a more extensive area located between 24° and 30°S latitude and 600-1200m elevation, and one composed of several smaller sites more at 22°S latitude and at higher elevations (1200 to 1800m). Restriction is not due to human-caused destruction. Phytogeographers like Aubréville (1961) and Schnell (1961) suggested that the northern *Araucaria* forest is maintained by favorable climatic conditions (less than 10°C winter temperatures and absence of a dry season) and that only different past climates could explain the forest's extension to the North. Such climatic conditions are unusual in tropical areas and are due to the presence of polar advections during the austral winter. To test if in fact past climates are responsible for the distribution of the *Araucaria* forest, two cores were analysed for pollen analysis in Salitre LC91/1 (19°S lat., 1050m alt.) and in Serra da Boa Vista (27°42'S lat., 1160m alt.). Radiocarbon dates date LC91/1 to ca. 4000 yr B.P. at the base and Boa Vista to ca. 14,000 yr B.P. The pollen record realised from a previously analysed core (LC3) from Salitre showed expansion of the *Araucaria* forest between 13,000 and 9500 yr B.P. which was interpreted to reflect cold and moist climate. The Boa Vista pollen analysis on 38 samples showed an initial development of the *campos* vegetation with Poaceae and Cyperaceae which continued until ca. 8000 yr B.P. *Weinmannia* frequencies increased abruptly and the tropical forest expands interpreted as warmer climates. Maximum proportions of *Weinmannia* were recorded until 5000 yr B.P. Between 5000 and 3000 yr B.P. the tropical forest taxa decreased in favour of *Araucaria* forest and *campos* vegetation. 21 samples have been studied from Salitre LC91/1 showing essentially no change in the floristic composition during the last 4000 years. Taxa characteristic for mesophilous forest such as *Celtis*, *Alchornea*, Myrtaceae, *Copaifera* dominate except for short dry period at ca. 1000 yr B.P. Poaceae and Cyperaceae increased. These differences in regional vegetation can be interpreted to reflect regional climate differences. The fact that at 9500 yr B.P. the *Araucaria* forest is well developed at latitude 19°S whereas *campos* vegetation is recorded at latitude 27°42'S suggests that polar advections must have been strong resulting in low temperatures without a dry season. Boa Vista farther to the South then lies behind the polar front creating conditions too dry for forest development and *campos* are predominant. Between 8000 and 6000 yr B.P. the mesophytic forest becomes dominant at Salitre whereas tropical *Weinmannia* forest expanded at Boa Vista. The polar advections in Salitre must have decreased, increasing consequently of temperatures and the length of the dry season. This implies that polar fronts at the latitude of Boa Vista have increased resulting in a decrease in the length of the dry season. From 4000 yr B.P. onward modern conditions became established at Salitre and Boa Vista; the *Araucaria* forest increased until 3000 yr B.P. when it reached its modern distribution. Our results suggest that the influence of the polar advection determines the distribution of *Araucaria* in Brazil during post-glacial times. This would confirm the climate hypothesis by Aubréville and Schnell to explain the presence of *Araucaria angustifolia* forest in the Brazilian Serras.

¹ ORSTOM, Francia



EVENTOS ENSO Y EPISODIOS LLUVIOSOS EN EL DESIERTO DE ATACAMA: EL REGISTRO DE LOS ULTIMOS DOS SIGLOS.

L. ORTLIEB¹

El Desierto de Atacama, y más generalmente la región costera del norte de Chile y sur del Perú, son conocidos por su extrema aridez. La combinación del efecto barrera de la alta Cordillera de los Andes, de la permanencia del anticiclón del Pacífico Suroriental y la existencia del sistema Corriente de Humboldt-surgencia costera explica que esta región no reciba las masas de aire húmedo del Atlántico y que la poca humedad que se evapora del Pacífico quede bloqueada bajo la forma de "camanchaca" al pie de la Cordillera de la costa (fenómeno de inversión térmica). En el Desierto de Atacama, excelente ejemplo de las interacciones océano-atmosféricas, resulta interesante analizar la relación que pueda existir entre las escasas lluvias que llegan a caer allí y la anomalía océano-climática ENSO (El Niño-Southern Oscillation) en una serie de tiempo lo más largo posible. Durante los eventos El Niño, se producen excesos de precipitación, por un lado, en la franja costera del Norte de Perú y, por otro, en Chile central, mientras que se observan déficits de pluviometría en el altiplano del sur del Perú y de Bolivia. Pero, en la región costera que se extiende entre Lima (14°S) y Copiapó (27°S) el impacto del fenómeno El Niño parece atípico. El registro instrumental de las últimas décadas muestra que los años El Niño pueden ser marcados por sequías o, al contrario, por aguaceros aislados e inundaciones. Para tratar de precisar esta relación, se realizó una compilación de datos históricos sobre lluvias en el Norte Grande de Chile y áreas vecinas, durante los últimos dos siglos (ver tabla).

De manera general, los principales episodios lluviosos de los siglos XIX y XX registrados en el Norte Grande de Chile (18-26°S) ocurrieron durante años El Niño, sin que la recíproca se verifique: ciertos eventos El Niño (en particular en el siglo XIX) no fueron caracterizados por lluvias. Además, algunos aguaceros cayeron en años no-El Niño, pero inmediatamente antes, o después, de un año El Niño (1823, 1898, 1903, 1906, 1954, 1975). También, es de destacar que la mayoría de los episodios lluviosos se produjeron durante eventos El Niño de intensidad moderada, y que durante varios eventos clasificados a nivel global como "fuertes" (F o F+), no se registró lluvia en el Norte Grande. Esta coincidencia podría ser significativa.

Por otro lado, en la tabla se aprecia que ciertos episodios lluviosos en el Norte Grande se correlacionan con excesos de precipitación en el Norte Chico y el centro de Chile (1859, 1930, 1940, 1980, 1983), mientras otros parecen más ligados a lluvias en el sur del Perú (1884, 1925, 1955, 1972-73). Dos tipos de situaciones/mecanismos meteorológicos parecen ser involucrados. Para llegar a una mejor comprensión de las relaciones complejas ENSO/lluvias excepcionales en esta región desértica, será necesario considerar las anomalías climáticas históricas registradas en el altiplano boliviano.

Convenios científicos ORSTOM-Universidad de Chile (Depto. de Geofísica), y ORSTOM-Universidad de Antofagasta (Facultad de Recursos del Mar). Financiamiento UR 1C-12, ORSTOM

¹ ORSTOM- Chile, Casilla 1190, Antofagasta, Chile

F. lluvias en Chile central	Años lluviosos en el Norte de Chile		Sur de Perú	Cronología global ENSO	Cronol. ENSO E Pacíf.	Correl. lluvias N Chile y S Perú vs.ENSO
	N Chico	N Grande				
R. & F., 91 Ortl., 94	(Ortlieb, in prep.)			Quinn, 1993	Whetton Ruth., 94	

	1796			1794-97			
				1799 m			
				1802-04 F+	1803		
				1806-07 m			
				1810 m			
				1812 m+			
				1814 F	1814		
				1817 m+	1817		
		1819		1819 m+		+	
				1821 m			
		1823				?	
	(1825)			1824-25 F	1824-25		
	1827			1827-28 F+			
	1829						
				1830 m			
	1833			1832-33 F+	1832		
	(1833)			1835-36 m			
	(1835)			1837-39 F	1837		
	1845			1844-46 MF	1846		
	1844/46			1850 F	1850		
	1851						
		1852		1852-53 m		+	
	(1855)			1854-55 F			
	1856						
	1858	1859		1857-59 m+		+	
	1860		1857	1860 m	1860	+	
			1860	1862 m-	1862		
				1864 F+	1864		
	1864			1865-66 m+	1866		
				1867-69 F+	1867-68	(+)	
	1868	(1868)		1871 m			
				1873-74 m+			
	(1873-74)			1876-78 MF	1877		
	1877-78	1877	1877			+	

continuación:

		1879					
	1880	1880					
		(1882)	(1882)				
			1884	1884	1880-81 m+		?
					1884-85 m+		+
	1887-88	1887-88			1887-89 F	1888	
	1891	(1891)			1891 m	1891	
					1896-97 m+		
				1898			?
	(1898)			1900	1899-00 MF	1899	+
	1899-00	1899-00			1901-02 F+	1902	
	-1902	(1902)					?
			1903				
	1904-05	1905			1904-05 F	1904-05	
			1906				?
					1907 m+	1907	
		(1911)	1911-12		1911-12 m+		+
	1914	1914		(1914)	1913-15 F+	1913/15	(+)
	1919	1919	(1918)		1918-20 F+	1918	(+)
					1923 m		
	1926	1926	1925	1925	1925-26 F	1925	+
	-1930	1930	1929-30		1929-31 m+		+
			1932-33		1932 m+		+
			1939		1939 m	1939	+
					1940-41 MF	1941	+
	1941	(1940-41)	1940		1943-44 m		+
			1944		1951-52 m+	1951-52	
					1953 m		+
	1953		(1953)	1953			?
			1954				?
			(1955)	1955			no ?
				1957	1957-58 F	1957	+
		(1957)		(1961)			(no?)
			(1961)				
		(1965)			1965-66 F	1965-66	
			(1969)		1968-69 m-		(+)
	1972		1972	1972-73	1972-73 F+	1972	+
			1975				?
			1976		1976-77 m		+
		(1977)			1979-80 m-		+
			1980		1982-83 MF		+
	1982	1983	1982-83		1986-87 m		+
	1987			1986	1991-92 F		+
			1991				+
		1991					

Comparación de registros históricos de lluvias excepcionales en el Norte y centro de Chile, y en el sur de Perú, con cronologías de eventos ENSO (según Quinn, 1993, y Whetton & Rutherford, 1994), durante los dos últimos siglos. Datos compilados sobre Chile central: según Ruitiani & Fuenzalida, 1991, y Ortlieb, 1994. Datos sobre Norte de Chile y Sur de Perú: Ortlieb (no publicado).

**A PALEOCEANOGRAPHIC RECORD OF LITTLE ICE AGE AND WARM MEDIEVAL
INTERVAL CONDITIONS IN NORTHERN CHILE? PRELIMINARY DATA FROM
GRAVITY CORES IN BAHIA MEJILLONES (23° S lat.)**

L. ORTLIEB¹, R. FOLLEGATI², O. ZUÑIGA², R. ESCRIBANO², I. KONG², L. RODRIGUEZ²,
Ph. MOURGUIART³, L. MARTIN⁴ and M. FOURNIER⁴

The coastal desert of northern Chile and Peru, probably the most arid place on earth, owes its lack of precipitation to a singular interaction of oceanic and atmospheric processes. The northbound cold Humboldt Current and the eastern branch of the SE Pacific anticyclonic cell combine their effects to strongly reduce the evaporation of oceanic water and limit the transfer of this humid air onshore. Additional orographic factors reinforce the arid conditions, particularly in the Atacama desert of northern Chile. As the interactive factors that control the extreme aridity may not have varied significantly during the major Quaternary climatic fluctuations, it can be inferred that the coastal regions of northern Chile and Peru have been submitted to similar climatic conditions for most of Quaternary times.

At an interannual time scale, the current climatic system is altered by the El Niño phenomenon which brings heavy rains on the northern Peru coast and more episodically some rain in southern Peru and northern Chile (see Ortlieb, same vol.). Under present-day conditions this recurrent (although not periodic), short-term, oceanographic and climatic anomaly is responsible for most of, if not all, the rainfall that may occur in the coastal desert. The historical record of major rainfall in Peru during the last few centuries, which was used to establish the chronology of former El Niño events, does not provide the most adequate information on climate variability at a decadal/centennial time scale. The relationships between the interannual El Niño anomaly and longer-term past climatic fluctuations, like the Little Ice Age, are not well documented in this coastal region, and remain to be understood. Whether the El Niño system behaved differently, or not, during the Little Ice Age and under present conditions is still a matter of discussion.

The close relationship which links climate and oceanographic conditions in the study area plainly justifies that a closer look be given to potential paleoceanographic records. Firstly because paleoceanographic information may compensate for the scarcity of onshore paleoclimatic data, and secondly because the area offers an excellent opportunity to study the variability of the interaction mode between atmospheric and oceanographic processes in the course of the last centuries/millennia. Earlier studies had shown that marine sediments from the Peruvian continental margin were suitable for high resolution analysis and might be useful for paleoceanographic reconstructions. The laminated sediments are related to the oxygen minimum zone and located at a few hundred meters depth.

Offshore from the centre of the driest part of the Chile-Peruvian coastal desert, we investigated the possibility that marine sediments from Bahía Mejillones provide a record of former oceanic conditions, and subsequently of climatic fluctuations. A series of Phleger cores,

¹ ORSTOM-Chile & Univ. de Antofagasta, Casilla 1190, Antofagasta, Chile,

² Facultad de Recursos del Mar, Univ. de Antofagasta, Casilla 170, Antofagasta, Chile,

³ ORSTOM-Bolivia, Casilla postal 9214, La Paz, Bolivia,

⁴ Lab. Formations Superficielles, ORSTOM, 70 route d'Aulnay, 93143 Bondy-Cedex, France.

several decimetre long (up to one meter) were collected. The first results of this co-operative franco-chilean program are encouraging since it was discovered that favourable physico-chemical conditions (hypoxia) are found on the bottom of this bay below a 50 m depth (down to at least 150 m depth) and that bioturbation is very limited. In many cores the dark greenish muds are grossly laminated and the stratification well preserved. The sediments are rich in organic matter, diatoms, foraminifers and fish remains, all material currently under study. Preliminary radiocarbon dating (on bulk sediment) suggests sedimentation rates in the range of 180 to 300 mm/10³ y, between the center and the rim of the 15 km-wide embayment. These rates are high if one considers that, because of the aridity, the fraction of terrestrial material is extremely reduced (mostly of eolian origin).

The laminations and other sedimentologic heterogeneities observed along the cores are interpreted as resulting from variations in the oceanic circulation pattern and in the intensity of the local upwelling system. Relative abundance of planktonic and benthic foraminifers as well as of pelagic fish remains along the cores is used to reconstruct paleoenvironmental conditions (involving both the upper part of the water column and the sea floor). Data from one of the first cores under study tend to indicate that before the installation of the present conditions, the water was colder and had a more "oceanic" character. Before that, is recognized a relatively warm episode (with sardine replacing anchoveta, as observed during present-day strong El Niño events), during which the hypoxia on the sea bottom was intensified. At the base of the 37-cm-high core (age estimate: ca. 1000 AD), the assemblage of bioindicators is roughly similar to that of the core top (present situation).

We interpret that the cold episode might correlate with the Little Ice Age, while the warmer episode might represent the Warm Medieval Interval. If this interpretation is correct, the marine sediments of Bahía Mejillones would reflect, in a quite simple way, the global (or northern hemisphere?) climatic fluctuations of the last ten centuries. We are presently working on the characterization of the three successive oceanographic regimes that were identified in the cores in the lapse of the last millennium. These regimes will be compared with the local oceanographic conditions occurring during El Niño, "normal", and "anti-El Niño" years. Through these comparisons we hope to determine, for instance, whether the Little Ice Age was, or was not, characterized by conditions similar to those of "anti-El Niño" episodes, or at least if "anti-El Niño" events were more common at that time.

These preliminary data clearly need to be cross-checked by further analyses of additional cores. A more precise chronological framework is also required. Nevertheless, as this paleoceanographic information encompassing the last millennium is among the first that are being obtained along the South American Pacific coast, it is felt that they are worth considering in paleoclimatic reconstructions at regional scale. The reconstitution of paleoclimatic scenarios in South America should necessarily involve information on the eastern Pacific Ocean circulation patterns and their variation at distinct time scales.

Scientific agreement between ORSTOM and Universidad de Antofagasta (Facultad de Recursos del Mar). Support from ORSTOM (UR 1C-12, Progr. AIMPACT) & Dir. Gen. de Investigación, Univ. de Antofagasta (Proyecto PALEOBAME).

**AMAZONIAN RAINFOREST PALEOFIRES AND TITICACA LEVEL VARIATIONS
INDICATORS OF SHORT DRY PERIODS IN RELATION WITH EL NIÑO-LIKE
CONDITIONS DURING THE LAST 7000 YEARS**

A. SIFEDDINE¹, L. MARTIN¹, Ph. MOURGUIART², F. SOUBIES¹, K. SUGUIO³ and B. TURCQ⁴

Sedimentological studies, as well as thin section observations of 3 cores collected in three lakes of Carajas region (Southeastern Amazonia) bring a better knowledge of the frequency of fires occurrences and of the paleoclimatic conditions during the fire occurrence periods. Data of Carajas lakes indicate that, if forest element pollen are always present during the last 7000 yr, they are badly represented between 7000 and 4000 yr BP. Moreover, at that time, the arboreal pollen is dominated by *Piper*, a pioneer element of the rain forest. Its dominance during 3000 yr BP appears abnormal and needs special environmental conditions. It seems that the regeneration cycle of the forest has been continuously interrupted by repeated incidentes. The higher sediment content in microcharcoal during the same period point to fires as the most obvious event explaining the repetitive interruption of rainforest regeneration. After 4000 yr BP, the charcoal content in the sediment, and therefore the frequency of fire occurrences, is lower. Notwithstanding the presence of rainforest elements and the absence of savanna pollen indicators show that the average climatic conditions were favorable to rainforest development which was only limited by the repeated occurrences of fires in connection with short dry climate events.

The last 7000 years of water-level fluctuations of the Lake Titicaca were reconstructed using a transfer function based on modern ostracod fauna. The data indicate that the lake Titicaca, which had rapidly reached its lowest level around 7500 yr BP, did not rise regularly afterwards. Prior to 3900 yr BP, water levels fluctuated around a position considerably lower than the present one. Because lake levels remained around the same mean position, it is likely that the climate was not permanently dry, but instead there was a succession of droughts. After 3900 yr BP, the water level rose markedly as a consequence of a wetter climate. After 3000 yr BP, the water level remained lower than at present, with 4 to 5 episodes of abrupt water level drop, corresponding to drier episodes. One is dated about 2300 yr BP and another about 1300 yr BP.

The eastern margin of the Pacific ocean, in the southern tropic, is characterized by relatively cold sea-surface temperature. These cold waters strongly influence the tropical continental climate. This climatic back-ground pattern is drastically altered in the low phase of the Southern Oscillation. In the low SO phase, El Niño events may occur and the equatorial Pacific waters are warmer than usual. This situation leads to large rainfall anomalies and changes in wind patterns in South America (Figure).

¹ ORSTOM, 72 Route d'Aulnay, 93143 Bondy (France).

² Mission ORSTOM, C.P. 9214, La Paz (Bolivie).

³ Inst. Geociencias, Univ. Sao Paulo, C.P. 20899, 01498-970 Sao Paulo (Brazil).

⁴ ORSTOM/UFF, Dep. de Geoquímica, Univ. Fed. Fluminense, 24020-007, Niteroi (Brazil).

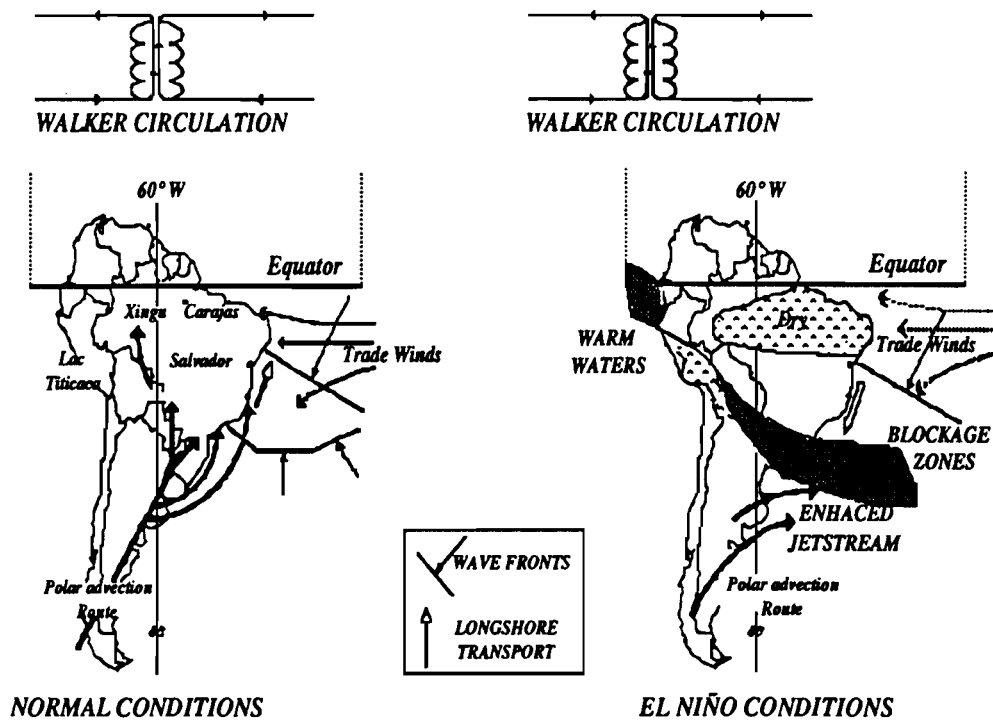


Figure: Disturbances caused by strong El Niño events in several areas of South America

During the 1983 El Niño year, annual rainfall in the Carajas region decreases, lengthening the dry season from 3 to 5 months.

During a normal year, the water level of Lake Titicaca drops to *ca* 75 cm during the dry season and rises to a similar amount during the rainy season. During El Niño events or more generally during low SO phases, precipitation is greatly reduced and during the rainy season the rise is markedly weaker or the water level may even drop, as during the 1983 El Niño event.

The dry periods recorded in the Amazonia and the Bolivian Altiplano are similar to dryness caused by present-day strong El Niño events, but the paleo-data indicate that the past climate anomalies should have longer durations (tens to hundreds of years) than the present-day El Niño events. For those reasons, they have been denominated "El Niño-like" conditions. These conditions probably correspond to long-duration low phases of the Southern Oscillation.

EVOLUCION CUATERNARIA DEL SALAR DE UYUNI, ALTIPLANO CENTRAL, BOLIVIA

F. RISACHER¹ and B. FRITZ²

El salar de Uyuni es la costra de sal más grande del mundo. Proviene de la desecación del paleolago Tauca, un lago salado que recubrió el Altiplano central entre 13 000 y 10 000 años BP. Cuarenta sondeos fueron realizados en el salar. La costra está constituida de halita porosa impregnada con una salmuera intersticial muy rica en Li, K, Mg, y B. Las cantidades de todos los componentes mayores en las sales y en las salmueras fueron estimadas. Puesto que el volumen del paleolago Tauca es conocido, es dable estimar los rasgos mayores de la composición química del agua del paleolago. Era una salmuera de tipo Na-Cl muy diferente de todas las aguas de los lagos actuales del Altiplano Boliviano. También difiere de la composición de la salmuera calculada por simulación de la evaporación de todos los principales aportes del salar. Las cantidades de NaCl/Li, NaCl/K, NaCl/Mg, NaCl/B eran mucho más elevadas en las aguas del paleolago Tauca que en cualquier agua de los ríos y lagos actuales. Esta anomalía puede ser interpretada sea como un considerable enriquecimiento en cloruro de sodio de la salmuera del lago, sea como una pérdida por infiltración de la salmuera intersticial de 90% de los componentes Li, K, Mg, B después de la sequía del paleolago Tauca hace 10 000 años.

Se realizó un sondeo con testigos de 121 m de profundidad en la zona central del salar. Se encontraron otras 11 costras de sal similares a la costra superficial, separadas entre sí por niveles de sedimentos finos depositados por lagos salados que ocuparon sucesivamente el Altiplano central. El espesor de los niveles de sedimentos lacustres aumenta hacia arriba correlacionándose con una notable reducción del espesor de las costras de sal. Todos los niveles de sal y de sedimentos lacustres están impregnados con una salmuera intersticial de tipo Na-Cl, cuya concentración en Li, K, Mg, B no aumenta con la profundidad. Cada lago redisolvió una parte de la costra de sal depositada por el lago anterior, lo que lo enriquecía en cloruro de sodio. El paleolago Tauca redisolvió una parte de la sal depositada por el paleolago Minchin (antes de 27 000 años BP).

Observaciones sedimentológicas y la geoquímica del bromo de las costras de sal dan algunas ideas generales sobre el origen de la sal y la paleolimnología del Altiplano central. El contenido en bromo de sal muestra claramente que la halita de todas las costras no puede provenir de aguas diluidas que han drenado las formaciones geológicas actuales del Altiplano. Por otra parte, el muy bajo contenido en bromo de la halita (2-10 ppm) es parecido al contenido encontrado en la halita asociada con diapiros de yeso terciarios que afloran en el Altiplano. Estos diapiros son antiguos salares plegados y fracturados.

Las gruesas costras de halita a la base del perfil fueron depositadas en un lago de tipo playa. La mayor parte de la halita de estos niveles proviene de la lixiviación de sales terciarias. Después, lagos salados permanentes ocuparon el Altiplano central ("paleolagos intermediarios"). Entraban más aguas diluidas en los paleolagos. Cada lago duraba más que su predecesor. El cloruro de sodio tiene un triple origen: los diapiros, las costras de sales anteriores y las aguas

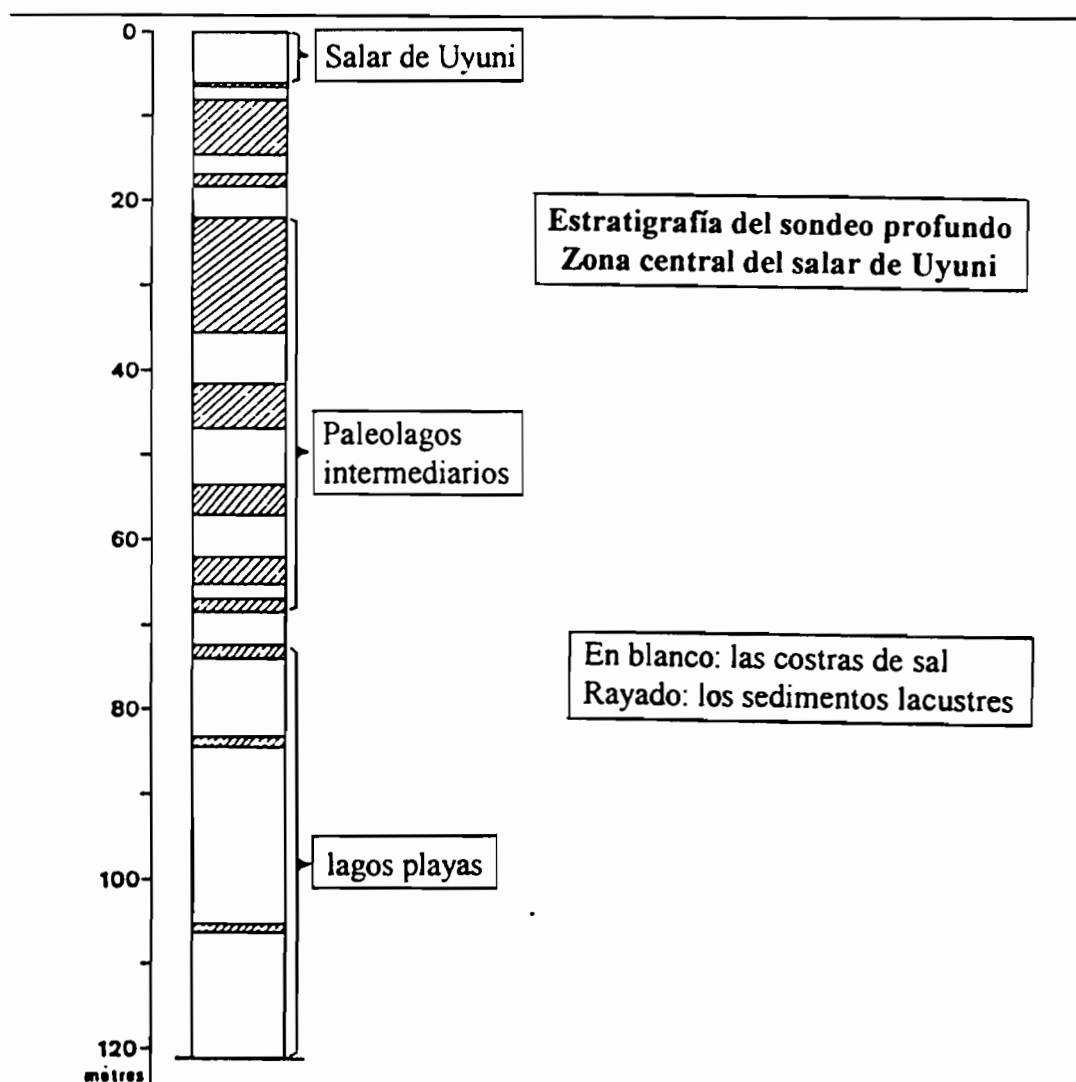
¹ Mission ORSTOM, Casilla 53390, Correo Central, Santiago 1, Chile.

² CNRS, Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France.

diluidas del Altiplano. El espesor de los niveles lacustres de los tres últimos paleolagos disminuye, lo que indica una reducción del volumen de los aportes. La halita proviene esencialmente de la disolución de la costra de sal subyacente.

El nivel de los paleolagos intermediarios en el Altiplano central subía de un lago al otro. Al contrario, en el Altiplano norte, el nivel de los paleolagos Titicaca bajaba. La erosión por el río Desaguadero del umbral entre el Altiplano norte y el Altiplano central hacía bajar el nivel de los lagos del norte y permitía que más agua entrara en el Altiplano central.

Después de la desecación del paleolago Tauca hace 10 000 años, el salar de Uyuni sufrió una sequía muy fuerte. El nivel de la salmuera intersticial, que se encuentra ahora a unos 15 cm por debajo de la superficie del salar, bajó varios metros adentro de la costra, dejando solamente una lámina de salmuera residual muy concentrada, de tipo Mg-Cl, a la base de la costra. Esta sequía es probablemente contemporánea con la sequía detectada en la cuenca del lago Titicaca entre 7700 y 3700 años BP.



BALANCE DE MASA DEL GLACIAR ECHAURREN, CHILE: 20 AÑOS DE REGISTRO

F. ESCOBAR¹, A. SALAZAR¹, V. POZO¹ y G. CASASSA²

Para conocer la influencia de los glaciares en los caudales de los ríos, y la relación entre las variaciones glaciales y el cambio global, entre otras, se han estado haciendo mediciones ininterrumpidas en el Glaciar Echaurren Norte desde hace 20 años.

El Glaciar está ubicado al frente de la ciudad de Santiago, a 33°34' de Latitud Sur y 40°08' de Longitud Oeste. Se extiende entre 3650 y 3880 m.s.n.m. Su área es de 0,4 km², con una orientación NE-SO. Pertenece a la cuenca del río Maipo, una de las más importantes del país.

Este trabajo se presenta en un Poster donde se expone un balance de masa preliminar efectuado en este Glaciar, para un período de 18 años, entre las temporadas 1975/76 y 1993/1994. Los años 1987, 1989 y 1990 presentan algunas deficiencias en los datos que no se alcanzaron a depurar y rellenar, por lo que no se incluyen en los resultados.

El período de acumulación de nieve ocurre entre los meses de abril y agosto (o septiembre) y el de ablación, durante los meses de primavera y verano, entre octubre y marzo.

El control del Glaciar se hace mediante campañas de terreno, con técnicos ya especializados en mediciones glaciológicas, generalmente, durante los meses de septiembre y marzo. En la primera campaña de cada año, se hace un pozo estratigráfico, con el que se determina la acumulación de la nieve invernal. En él, se mide la densidad, la temperatura y la granulometría de la nieve. En forma paralela, para determinar la ablación de la superficie del manto de nieve, se instala una red de aproximadamente 48 balizas distribuidas en todo el Glaciar, en lugares preestablecidos convenientemente. La red se debe controlar con una frecuencia de aproximadamente 40 días. Para conocer la distribución espacial de la acumulación, se hacen sondeos de la profundidad del manto a lo largo del glaciar. Este tipo de medición, en algunas temporadas y en algunos sectores del glaciar, presenta muchas dificultades debido a diferentes factores como la existencia de lentes de hielo, la presencia de rocas productos de avalanchas, las grandes profundidades del manto en algunos sectores y en años de alta acumulación.

Como base cartográfica se usó una Ortofotocarta del IGM, escala 1: 10.000, con curvas de nivel cada 10 m, la que se digitalizó, y luego se construyó un Mapa Digital de Terreno (DEM) con una resolución espacial de 5 m. Para esto, se usó el software ARC/INFO. Este mapa nos permitió el cálculo de los parámetros topográficos de elevación, pendiente y orientación.

Para la distribución espacial de las variables, se usaron los softwares ARC/INFO e IDRISI. Para el manejo de la base de datos, los cálculos y los gráficos, se usó la planilla Quatro-Pro.

En los mapas de isolíneas de ablación y acumulación, no se aprecia una clara relación con la altura. En cambio, se puede notar alguna relación con la radiación solar, en la que influyen diferentes factores como la radiación directa, orientación, exposición, horas de sol, etc.

De los 18 años estudiados, 3 se descartaron para este informe preliminar por tener datos incompletos. De los 15 restantes, 8 presentaron balances positivos y 7 negativos. El año que

¹ Dirección General de Aguas - Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile

² Universidad de Magallanes - Punta Arenas, Chile

presenta un balance negativo más pronunciado, es el de la temporada 1981/82, con -242,0 cm. eq. en agua; por el contrario, el balance positivo más alto fue el año siguiente, es decir la temporada 1982/83, con 383,3 cm. eq. en agua.

TABLA N° 1. RESULTADOS OBTENIDOS
(CM. EQ EN AGUA)

AÑOS	ABLACION		ACUMULACION	BALANCE
	cm	l/s/km ²	cm	cm
1975/76	231	148	139	-92
1976/77	319	205	189	-130
1977/78	305	196	323	18
1978/79	170	109	237	67
1979/80	260	167	290	30
1980/81	275	177	311	36
1981/82	398	256	156	-242
1982/83	153	98	492	338
1983/84	272	175	156	-116
1984/85	173	111	200	27
1985/86	335	215	154	-182
1986/87	188	121	263	75
1987/88				
1988/89	288	185	152	-136
1989/90				
1990/91				
1991/92	141	91	296	154
1992/93	211	136	175	-36
N	15	15	15	15
TOTAL	3719	159	3533	-188
MEDIA	248	159	236	-12.5

La acumulación media en el Glaciar durante los 15 años, resultó ser de 236 cm eq. en agua, valor muy cercano a la precipitación media de 2200 mm, estimada para la zona, a partir de datos medidos en estaciones Pluviométricas y Rutas de Nieve. Los meses de acumulación más alta son julio y agosto.

La tasa de ablación media obtenida para los 15 años, es de 248 cm eq. agua, lo que equivale a un rendimiento de 159 l/s/km². Durante los meses de diciembre y enero se producen los valores máximos de ablación.

Según los antecedentes disponibles de diferentes mediciones efectuadas en el Glaciar, en Rutas de Nieve y Estaciones Pluviométricas, los años faltantes presentaron las siguientes características:

1987: año muy húmedo, sólo superado por el año 1982. El balance esperado es positivo y alto, con un valor entre los años 1982 y 1991.

1989: año normal. El balance esperado es cercano a cero.

1990: año seco. El balance esperado es moderadamente negativo.

Al incorporar las estimaciones de estos tres años, el balance total de los 18 años tiende a cero, con valores oscilantes entre años con balance negativo y positivo, los que se van alternando en grupos de 1 a 2 años, con la excepción del período 77 al 80, con 4 años positivos seguidos. Es así como el glaciar presenta una clara estabilidad en cuanto a su volumen de almacenamiento.

Se recomienda hacer un balance definitivo usando los datos de caudales medidos en la cuenca del Echaurren, con un área de 4,5 km², los datos de la estación meteorológica automática

DCP del Glaciar y del Embalse El Yeso, y un modelo de distribución de la acumulación. También, hacer un estudio gravimétrico para conocer su espesor.

El área englacada de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel, cuencas más cercanas a Santiago, es de 800 km². De acuerdo al rendimiento medio calculado, se obtiene un caudal proveniente del aporte glaciar de 127 m³/s. Así, se aprecia la importancia de los aportes glaciales, especialmente en épocas de sequía.

Los datos proporcionados por este balance, serán usados en los modelos de distribución del equivalente en agua de una cuenca de montaña y de derretimiento de nieve para cuencas Andinas. Ambos estudios se están desarrollando entre la Dirección General de Aguas y las Universidades de Santiago y California.

SIMULACION MATEMATICA DE LA FUSION NIVAL Y PRONOSTICO DE ESCURRIMIENTO

J. MAZA¹, L. FORNERO¹ y H. YAÑEZ¹

INTRODUCCION

En los ríos andinos cuyanos de Argentina, el principal componente del escurrimiento es la fusión nival y, en consecuencia, el pronóstico del escurrimiento estacional, como en el corto plazo, es una preocupación regional en la temporada estival, tanto para los ríos regulados como para los que no lo están por la gran incidencia socio-económica que tiene el recurso hídrico en la región.

Con el objetivo de lograr una metodología de pronóstico de escurrimiento por fusión nival fundamentada determinísticamente y en base a experiencias recogidas del hemisferio norte, se ha hecho necesario utilizar modernas técnicas de transmisión, interpretación y tratamiento de datos para prepararlos como input de modelos matemáticos de simulación. Son cuatro los aspectos encarados en este sentido: la digitalización de mapas base planialtimétricos conformando un banco de datos en soporte magnético, el uso de sensores remotos para la estimación de áreas cubiertas de nieve, la instrumentación de las cuencas con equipo de medición automática nieve, nivel de río, temperatura del aire, etc. y la implementación de un modelo matemático determinístico de simulación del proceso de fusión nival-escurrimiento.

CARTOGRAFIA Y PARAMETROS MORFOMETRICOS

A partir de cartas planialtimétricas se confeccionó la base de datos mediante digitalización. Esto permitió disponer de las planialtimetrías de las cuencas, en cualquier escala, con una equidistancia de 250 m. La información en soporte magnético fue directamente utilizada por medio del Modelo Digital de Terreno WODITEM (Watershed Oriented Digital Terrain Model) para la determinación directa de las principales características morfométricas de las cuencas: ipsometría, exposición y pendiente, de aplicación en el modelo de fusión nival. WODITEM permite incorporar además otros temas, como por ejemplo: red de drenaje, contornos de cuencas y subcuencas, cobertura vegetal o nival, etc.

COBERTURA NIVAL

La determinación del área cubierta de nieve se llevó a cabo mediante la digitalización de imágenes papel blanco y negro, obtenidas por el Multispectral Scanner (MSS) del Satélite Landsat, correspondiente a banda 5. Se evaluaron los contrastes entre blanco, grises y negros, que permiten identificar las áreas con nieves o hielos (blanco). Es muy importante asegurarse de la ausencia de nubes sobre las áreas de interés al seleccionar las imágenes a utilizar, pues éstas también aparecen de color blanco.

Compatibilizando la disponibilidad de imágenes en los ciclos de interés para el análisis de variación del área nevada, con las fechas en que no aparecen nubes, se seleccionaron cuatro imágenes que cubren progresivamente desde septiembre-octubre hasta diciembre-enero, a las

¹ Instituto Nacional de Ciencia y Técnicas Hídricas-Centro Regional Andino. Belgrano (Oeste) 210, 5500 Mendoza, Argentina.

cuenca de los ríos Tupungato y Cuevas. Las imágenes seleccionadas corresponden a las siguientes fechas:

Ciclo 80/81: 8/9/80, 1/11/80, 25/12/80 y 30/1/81

Ciclo 81/82: 21/9/81, 14/11/81, 2/12/81 y 29/12/81

Ciclo 83/84: 4/10/83, 21/11/83, 7/12/83 y 23/12/83

La precisión de esta determinación mejoraría si se efectuara un análisis digital de los valores de reflectancia en distintas bandas del MSS, lo que facilitaría la distinción de las zonas nevadas respecto a las descubiertas, e incluso permitiría una cierta clasificación, por ej. hielo, nieve limpia, nieve sucia, etc. No obstante ello implicaría mayores costos por la necesidad de contar con las correspondientes imágenes en las distintas bandas, en soporte magnético.

La información de áreas cubiertas de nieve fue cruzada con el análisis morfométrico de las cuencas pudiéndose inferir la influencia topográfica en la fusión nival.

DESCRIPCION DEL MODELO SRM

En el modelo Snowmelt Runoff Model (SRM) (Martinec, 1983), el principal algoritmo de funcionamiento es la siguiente ecuación de cálculo del caudal medio diario:

$$Q_{n+1} = \sum_{z=1}^j c_{nz} [a_n (T_n + \Delta T_{nz}) S_{nz} + P_{nz}] \frac{A_z}{8640000} (1 - K_{n+1}) + Q_n K_{n+1}$$

Q = caudal medio diario en m³/s

c = coeficiente de escurrimiento

a = factor grado-día en cm/°C día.

T = número de grados-día en °C día.

ΔT = diferencia de temperatura debido a la diferencia en altitud entre la estación de medición y la altura media hipsométrica de la zona z.

S = proporción de área cubierta de nieve sobre el área total de la zona z.

P = precipitación que contribuye al escurrimiento en cm.

A = área de la zona en m².

K = coeficiente de recesión calculado como Q_{m+1}/Q_m durante un período de recesión.

n = secuencia de días durante el período calculado. En la ecuación planteada los grados-día del día n corresponden a la descarga del día n+1. El modelo admite coeficientes de corrección cuando el retardo de la cuenca (lag) es distinto a éste.

z = suscripto que indica las zonas en que está subdividida la cuenca (admite hasta 8 zonas).

En esta ecuación TS y P son variables que se miden o determinan cada día, mientras que c, a, K y ΔT son parámetros que caracterizan a una determinada cuenca y/o clima y que son evaluados a priori por medio de datos reales, observaciones o por analogía con otras cuencas. Además, se requiere la curva área-elevación para determinar las diferencias en altitud y poder extrapolar temperatura. Se recomienda que las zonas tengan un rango de 500 m cada una.

CONCLUSIONES

Las simulaciones realizadas han evidenciado al modelo SRM como un eficaz pronosticador de escurrimientos por fusión nival. También se ha podido verificar la importancia de la variabilidad del área cubierta de nieve como variable hidrológica en el proceso de fusión. Finalmente, se puede concluir que este modelo hidrológico determinístico basado en una sencilla

ecuación de trabajo se presenta como un probable competidor de los modelos estadísticos actualmente en uso.

BIBLIOGRAFIA

- Martinec, J., Rango, A., Major, E. (1994). Snowmelt-Runoff Model (SRM) User's Manual. Ed. by M.F. Baumgartner. Geographica Bernensia P29. Univ. of Bern.
- Martinec, J., Rango, A. (1986). Parameters values for Snowmelt-Runoff Modelling. *Journal of Hydrology*, 84.
- Cazorzi, F. y Dalla, Fontana, G. (1986). Allestimento di una banca de dati morfometricie nel Bacino Dell'Ansie, Padova.
- Menenti, M. (1986). Hydrological Aspects of Mendoza-Argentina Satellite Images and Numerical Modeling. ICW. Wageningen - The Netherlands.

MODERN GLACIER FLUCTUATIONS IN THE HUASCARAN - CHOPICALQUI MASSIF OF CORDILLERA BLANCA, PERU *)

G. KASER¹, Ch. GEORGES¹ and A. AMES²

The most extensive glaciated area of the tropics is the Cordillera Blanca (Perú, 77° 53' - 77° 09' W and 8° 08' - 10° 02' S) with 723 km² glacier covered area (1970; Ames *et al.* 1989). During the past 60 years, research has been done concerning different aspects of glaciological interest (Kaser *et al.*, 1990; Hastenrath and Ames 1995). Since the 30s up to the present the glaciers have been retreating more or less continuously.

The climate is typical for the outer tropics with a small seasonal, but large daily temperature variation and the alternation of a dry season (May - September) and a wet season (October - April).

Two modern ice extents of the Huascarán - Chopicalqui massif were determined from two sets of aerial photographs taken in 1948 (SAN Project 2524; black and white; scale appr. 1:20000) and in 1970 (SAN project 176-70-A, NASA, approx. Scale 1:30.000, infrared) in order to determine the shift of the equilibrium line altitude ((ELA).

In the 1948 photographs, an older extent was reconstructed along rather fresh moraines originating from an equilibrium condition in the 1920s. The obtained ice covered area is 71 km². From the 1970 aerial photographs the actual ice extent was determined to a total area of 58.2 km². About that time the advance or stagnation of some observed Cordillera Blanca glaciers indicate an equilibrium condition. The accuracy of the obtained values is estimated with 10 to 15%. The resulting hypsographic curves for the total ice covered area of the Huascarán-Chopicalqui-massif in the 1920s and in 1970 are similar to those of alpine glaciers enabling the determination of the ELAs from an accumulation area ratio (AAR). Although the AAR is still unknown for the outer tropics, it was possible to determine DELA, because the hypsographic curves are almost parallel in their linear section. Within a realistic range of AAR = 1:1 to 1:3, DELA_{1920 - 1970} is almost constant with 95 ± 5 m.

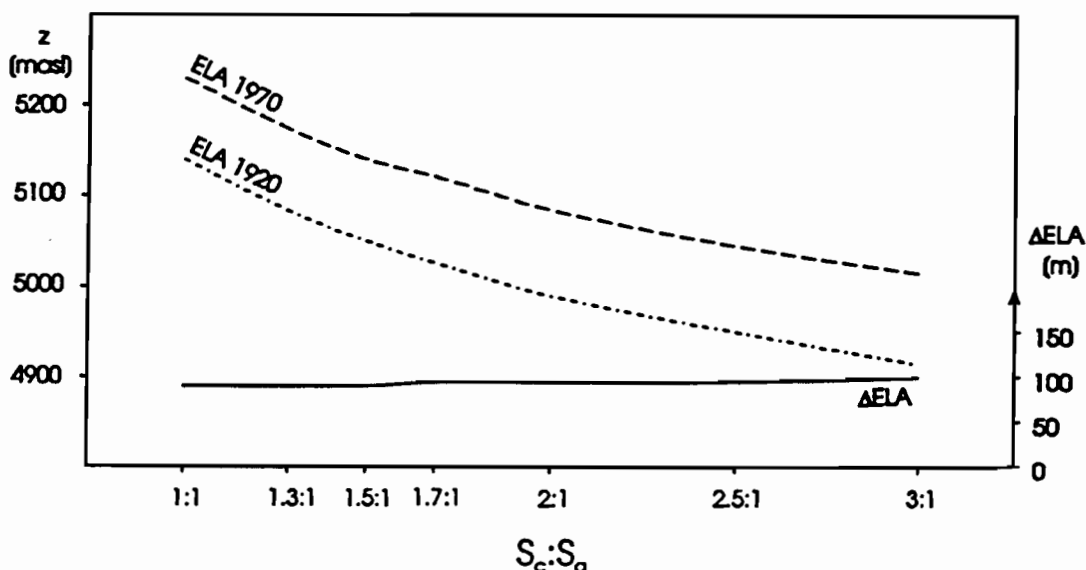


Figure: The difference between the equilibrium line altitudes in the early 1920s and in 1970 determined from different AARs.

¹Institut für Geographie, Innrain 52, A - 6020 Innsbruck. E-mail: georg.kaser@uibk.ac.at;

²Huaraz - Ancash - Perú

A model by Kuhn (1980) analysing the sensitivity of the ELA to climatic perturbations was modified:

$$\delta c = \frac{\tau}{L_M} \left[-\delta rG + \alpha \left(\frac{\partial t_a}{\partial z} \Delta z + \delta t_a \right) + \varepsilon 4\sigma T_a^3 \delta t_a + \left(\frac{L_M}{L_S} - 1 \right) \delta Q_L \right] - \frac{\partial c}{\partial z} \Delta z$$

If only one of the parameters would have caused the lower position of the equilibrium line in the early 1920s, they had to be different from 1970 as follows:

- air temperature: $\delta t_a = -0.63 \text{ K}$ or
- precipitation: $\delta N = +1177 \text{ mm a}^{-1}$ or
- effective global radiation: $\delta rG = -1.076 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ or
- latent heat flux: $\delta Q_L = -1.219 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ equivalent to $\delta \text{Evaporation} = +157 \text{ mm a}^{-1}$.

The results show that the reaction of ELA is most sensitive on temperature variations because of their effectivity during the whole year. The sensitivity on perturbations of the other parameters is small.

If a shift of the lower snow fall limit is neglected, about half of $\text{DELA}_{1920-1970}$ can be explained by the suggested increase in temperature of $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ (Barry and Chorley, 1987). However, in any case a DELA is caused by the complex interaction of all relevant climatic parameters due to a multiple feedback.

REFERENCES

- Ames, A., G. Muñoz, J. Verástegui, R. Vigil, M. Zamora, M. Zapata (1989). Glacier Inventory of Peru. Part I. Hidrandina S. A. Unit of Glaciology and Hydrology. Huaraz - Perú.
- Barry, R., R. Chorley (1987). Atmosphere, Weather and Climate. Methuen, London - N.Y..
- Hastenrath, S., A. Ames (1995). Recession of the Yanamarey Glacier, Cordillera Blanca, Perú. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie. In press.
- Kaser, G., A. Ames, M. Zamora (1990). Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. Annals of Glaciology, 14, 136 - 140.
- Kuhn, M. (1980). Die Reaktion der Schneegrenze auf Klimaschwankungen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 16, 241 - 254.

*) *The full-length article is in press: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (1995)*

**CARACTERIZACION CLIMATICA DEL NEVADO DE SANTA ISABEL
Y SU ENTORNO. PARQUE NACIONAL DE LOS NEVADOS DE LA CORDILLERA
CENTRAL EN COLOMBIA**

E. JORDAN¹ y O. BERMUDEZ

Para el estudio del clima, el cambio climático y el cambio global, así como para una debida planeación en Colombia, es de gran interés la realización de la caracterización climática de su alta montaña, representada excelentemente en el Parque Nacional de los Nevados, que está ubicado en el centro del país, donde el clima es típico tropical, caracterizado porque las fluctuaciones de sus diferentes parámetros son más notorias a nivel diario que a nivel estacional o anual y sus regímenes térmico, pluviométrico y demás, están determinados por el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZIT) sobre el área.

Para la elaboración de este trabajo, se utilizaron los datos generados en las diferentes estaciones climatológicas ubicadas en el área de estudio; esta información se trató estadísticamente para identificar su distribución y variaciones en el tiempo y el espacio, con énfasis en su relación con la altitud.

¹ Heinrich-Heine-Universität, Düsseldorf, Alemania

PRONOSTICO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS PARA CAMBIOS EN EL USO DE SUELO CUENCA DEL RIO PIRAI-BOLIVIA

H. KLEEBERG¹ , H. OVERLAND¹, J.L. MONTAÑO² , G. PALENQUE²

La tala indiscriminada de zonas boscosas, el sobrepastoreo, la falta de restitución de la cobertura vegetal, la expansión de la población urbana y otros aspectos, inciden en un cambio abrupto de las condiciones de estabilidad de una cuenca. El desarrollo de tormentas de gran intensidad sobre cuencas desprotegidas produce un efecto directo de la lluvia sobre el suelo, que ocasiona un incremento en las magnitudes del transporte de sedimentos.

Las cuencas de los andes bolivianos se encuentran sometidos a un deterioro considerable del suelo, produciendo procesos de erosión agudos.

A través de un proyecto de investigación entre el IHH-UMSA y la UniBw de Alemania se ha evaluado el transporte de sedimentos en la cuenca Pirai, ubicada en los andes bolivianos. En la evaluación se han considerado tres estados antes de 1980, después de 1983 y el pronóstico para el año 2000.

En el modelaje matemático se han tomado en cuenta las mediciones periódicas de sedimentos en diferentes puntos de la cuenca. Las condiciones de uso de suelo se han representado mediante el complejo hidrológico suelo-cobertura (CN) para los estados anteriormente citados.

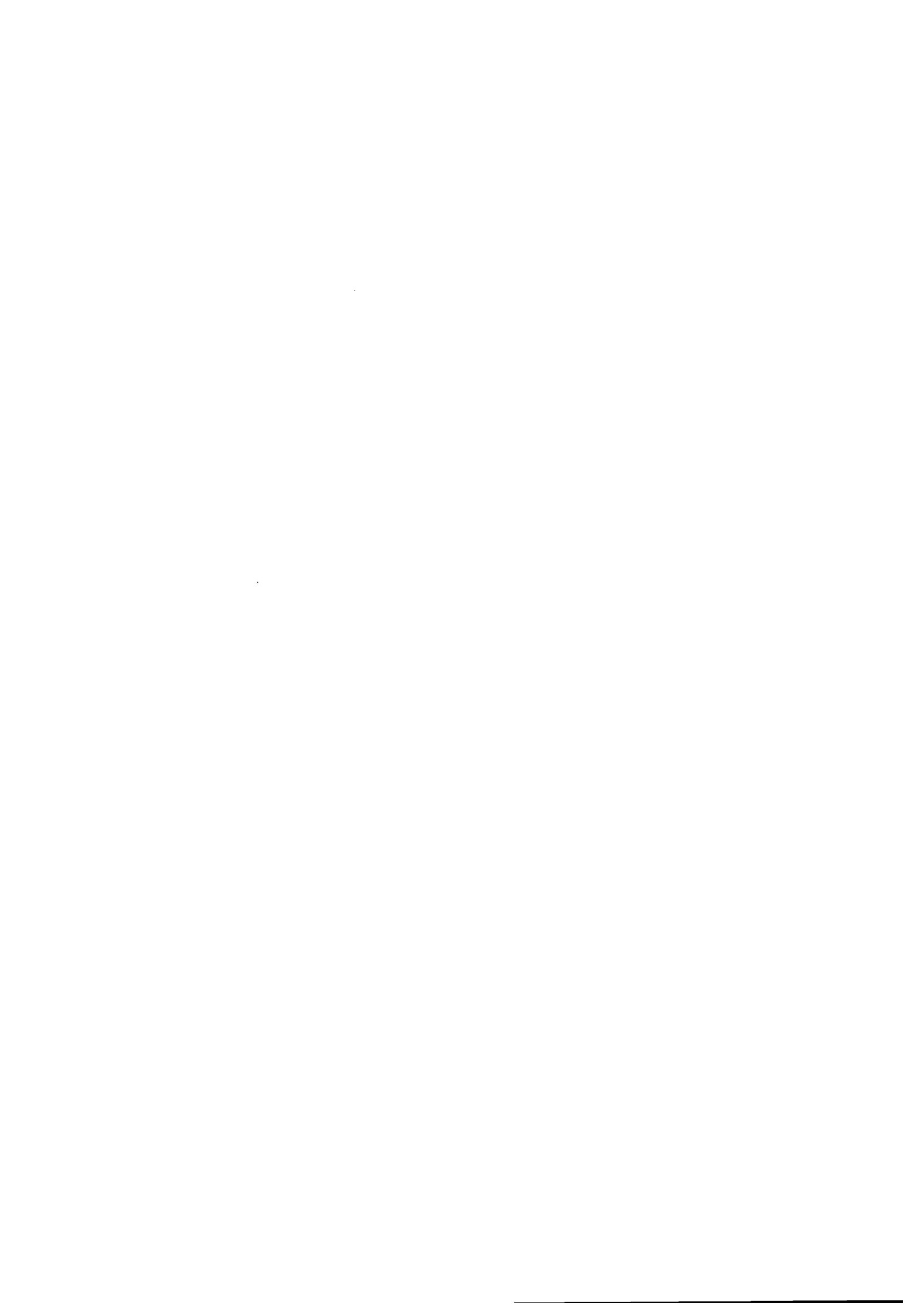
La obtención de volúmenes de sedimentos para eventos de crecidas extremas se calculó mediante el SEDIM, modelo desarrollado para la cuenca estudiada, en el cual se considera como uno de los factores importantes el factor C de la Universal Soil Loss Equation, el cual es calibrado para la cuenca del río Pirai.

Los valores modelados y medidos son evaluados de modo de encontrar desviaciones estadísticas entre ambos valores para diferentes combinaciones de parámetros considerados en el proceso.

El proyecto muestra el deterioro presentado en la cuenca en el tiempo, mostrando la incidencia negativa del uso de suelo en el transporte de sedimentos.

¹ Universidad de Munich, Alemania

² IHH - UMSA, La Paz, Bolivia



INDICE DE LOS AUTORES

- Abbott M., 133
Aceituno P.,
Ames A., 291
Ammann C., 171
Andre C., 255
Andressen R., 241
Araguás Araguás L., 65
Aravena R., 109
Argollo J., 145, 161
Ayabaca E., 245
Behling H., 273
Bermúdez, O., 293
Bezada M., 267
Bloom A.L., 173
Bosseno R.,
Bourges J., 29, 261
Cadier E., 259
Cahuaya D., 97
Campos J., 77
Cantens T., 245
Casassa G., 283
Clapperton C.M., 151
Clayton J.D., 151
Cortes J., 39, 261
Coudrain-Ribstein A., 85, 97, 247, 253
Cruz F., 245
Dietze, C., 29
Dussel P., 271
Escobar F., 283
Escribano R., 277
Filizola N., 39
Follegati R., 277
Fornero L., 287
Fournier M., 273, 277
Fournier R., 245
Francou B., 187, 197, 229
Fritz B., 281
Garfias J., 255
Geyh M., 171
Gomez G., 259
Georges Ch., 291
Graf K., 171
Grosjean M., 171
Guimaraes V., 261
Gutiérrez C., 245
Guyot J.L., 29, 39, 261
Hastenrath S., 185
Herrera R., 271
Hoorelbecke R., 245, 261
Hubert P., 265
Isacks B.L., 173
Jenny B., 171
Jimenez A., 253
Jordan E., 185, 293
Jusserand Cl., 97
Kammer K., 171
Kaser G., 207, 291
Kleeberg H., 295
Klein A.G., 173
Kong I., 277
Ledezma R.D., 251
Ledru M.P., 273
Llerena C.A., 263
Maranganf J., 29
Martin L., 273, 277, 279
Martinez J., 85, 247
Maza J.A., 287
McClain M.E., 51
Mendoza J., 17
Messerli B., 171
Molina J., 29
Molinier M., 261
Montaño J.L., 295
Montes de Oca I., 3
Moreau S.,
Mourguiart Ph., 161, 277, 279
Oficina de Rec. Hídricos, 197
Ortlieb L., 275, 277
Overland H., 295
Palenque G., 295
Perrin J.L., 245
Pillco R.S., 249
Portocarrero C., 219
Pourrut P., 119
Pouyaud B., 229
Pozo V., 283
Pratx B., 97
Prieto M. de R., 271
Quintanilla J., 39, 85, 97, 247
Ramirez E., 17

Ramírez J., 245
Ribstein P., 17, 29, 187, 197, 229
Richey J.E., 51
Rigaudière P., 187
Risacher F., 281
Rivera A.,
Rodbell D.T., 133
Rodriguez L., 277
Rojas M.I., 241
Ronchail J., 243
Rosanski K., 65
Rossel F., 259
Ruiz P., 251
Salas E., 17
Saravia R., 187
Salazar A., 283
Schotterer U., 171
Schreier H., 171
Schwalb A., 171
Seltzer G.O., 133
Semiond H., 197
Servant M., 145, 273
Sifeddine A., 279
Soubies F., 279
Suarez I., 267
Suguio K., 279
Taborga J., 77
Thompson L.G.,
Turcq B., 279
UNIRHI (Grupo), 119, 257
Valero B., 171
Victoria R.L., 51
Vizoso B., 267
Vuille M., 171
Wirmann D., 161
Yañez H., 287
Zambrana N.,
Zamora X.,
Zufiiga O., 277
Zuppi G., 97