

La precipitación torrencial del año 2000 en Quebrada Chacarilla y el cálculo de recarga al acuífero Pampa Tamarugal, norte de Chile

John Houston

Nazca S.A., Avda. las Condes 10373, Oficina 60, Santiago, Chile
houston@entelchile.net

RESUMEN

Una importante crecida repentina tuvo lugar en la cuenca de captación de Chacarilla en enero de 2000 como lo demuestran los depósitos de corriente de lodo supra-ribera en disposición regresiva. El caudal máximo se ha determinado en $450 (\pm 50) \text{ m}^3/\text{s}$ y es posible rastrear su origen hasta un evento de tormenta cuantificable en el Altiplano. Más abajo, la crecida infiltró el abanico aluvial para recargar los acuíferos. Un pozo de monitoreo al pie del abanico mostró un aumento del nivel de agua debido a infiltración de 0,45 m lo que representa un evento de recarga de 25 millones de m^3 . La tormenta que dio origen a esta recarga tiene un período de retorno de 4 años, de modo que la recarga anual media es equivalente a $\sim 200 \text{ l/s}$. La respuesta de la cuenca de captación se ha establecido como no lineal con retroalimentación positiva, de modo que eventos aún más raros entregan una recarga proporcionalmente mayor. Las disminuciones del nivel de aguas subterráneas a largo plazo pueden deberse en parte a las fluctuaciones climáticas y las causas de dichas fluctuaciones son discutidas.

Palabras claves: Precipitación torrencial, Crecida repentina, Recarga, Abanico aluvial, Pampa Tamarugal, Chile.

ABSTRACT

The year 2000 storm event in the Quebrada Chacarilla and calculation of recharge to the Pampa Tamarugal aquifer. A major flash flood took place in the Chacarilla catchment in January 2000 as indicated by overbank mudflow deposits. The peak flood has been determined at $450 (\pm 50) \text{ m}^3/\text{s}$ and it is possible to trace the origin of this flood to a quantifiable storm event in the Altiplano. Downstream, the surface water flood infiltrated the alluvial fan to recharge groundwater aquifers. A monitoring well in the fan toe showed a water level rise due to infiltration of 0.45 m that can be translated into a recharge event of 25 million m^3 . The storm giving rise to this recharge has a return period of 4 years and so mean annual recharge is equivalent to $\sim 200 \text{ l/s}$. The catchment response is shown to be non-linear with positive feedback, so that rarer events provide proportionately greater recharge. Long-term declines in groundwater level may be partly due to climatic fluctuations and the causes of such fluctuations are discussed.

Key words: Storm precipitation, Flash flood, Recharge, Alluvial fan, Pampa Tamarugal, Chile.

INTRODUCCION

El Valle Longitudinal en la I Región del norte de Chile es una de las zonas más áridas del planeta, con presencia de aguas subterráneas. Sin embargo, hay una permanente controversia respecto del

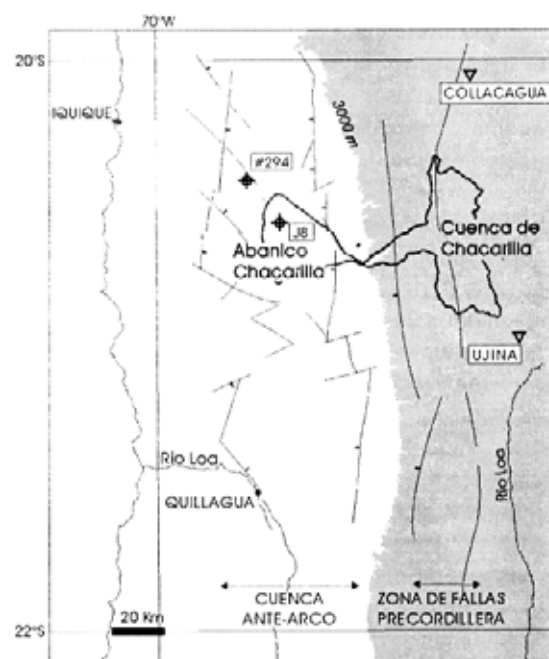
tamaño del recurso y si hay alguna recarga bajo las actuales condiciones climáticas. Houston *et al.* (2001) han sugerido que el recurso puede ser grande, pero con un aprovechamiento parcialmen-

te restringido debido a la carencia de una cuantificación confiable de su recarga. Existe un consenso general de que hay una recarga que tiene lugar en la actualidad (DGA, 1987; JICA-PCI¹), pero su magnitud y mecanismo(s) han sido en su mayor parte motivo de conjeturas en vez de comprobaciones y cálculos. Se ha sugerido, por ejemplo, que aguas subterráneas frescas, aparentemente recientes, en el centro de la Pampa del Tamarugal pueden haberse originado a través de un sistema de fallas y fisuras profundas conectadas con acuíferos altiplánicos (Galli y Dingman, 1962; Margaritz *et al.*, 1990). Por otro lado, Grilli *et al.*, 1999 ofrecieron una convincente evidencia hidroquímica e isotópica de que la recarga tiene lugar a niveles relativamente poco profundos como resultado del escurrimiento infiltrante proveniente de la pre-cordillera. La recarga vía frente de montaña a través de abanicos aluviales está bien documentada (*e.g.*, Simmers, 1997) y es una función de la geología y morfología de los abanicos, como también de las características de canales y caudales (Issar y Passchier, 1990; Sorman y Abdulrazzak, 1997), aunque éstos raramente se cuantifican:

- Los índices de infiltración son mayores en el vértice del abanico, donde se depositan los sedimentos más gruesos y son proporcionales a la conductividad hidráulica vertical saturada;
- Los índices de infiltración aumentan al aumentar la profundidad hasta el nivel freático y, por lo tanto al aumentar la gradiente hidráulica;
- Los índices de infiltración aumentan con la velocidad del caudal (probablemente debido a la erosión), volumen (debido a la aumentada área de la sección transversal) y duración;
- La infiltración es mayor en los canales activos y menor en las áreas inundadas supra-ribera.

Esta publicación examina un evento de recarga de frente de montaña específico, el cual corrobora el mecanismo y entrega una cuantificación de primer orden de los procesos. Se muestra que dichos eventos son intermitentes y que, por ello, los valores 'promedio' pierden su validez; las evaluaciones deben tener lugar a lo largo de varios años y considerar muchos factores, incluyendo posibles variaciones en la morfología de los canales y del clima dentro del horizonte de evaluación.

LA CUENCA DE CAPTACION Y EL ABANICO CHACARILLA



La Quebrada Chacarilla se ubica al este de la Pampa del Tamarugal en la I Región del norte de Chile (Fig. 1). Es un río permanente en su descenso desde la cordillera, pero en otros lugares es efímero. Tiene una cuenca de captación de 1.235 km², principalmente por sobre los 3.000 m s.n.m. y descarga a los pies de la cordillera en un abanico aluvial que se extiende dentro de la Pampa del Tamarugal sobre un área de 684 km². Una curva hipsométrica de la cuenca (Fig. 2a) demuestra que casi el 90% de la cuenca yace a alturas que exceden los 3.000 m s.n.m., extendiéndose hasta los 4.250 m s.n.m. La cuenca de drenaje es de 6° orden (sobre la base de mapas topográficos de 1:50.000)

FIG. 1. Mapa de ubicación de la Pampa del Tamarugal y cuenca de captación y abanico Chacarilla, mostrando los sitios mencionados en el texto.

¹ 1993. The Study on the Development of Water Resources in northern Chile. Main Report (Inédito). Japan International Cooperation Agency-Pacific Consultants International, p. I-1, II-1-51, III-1-10.

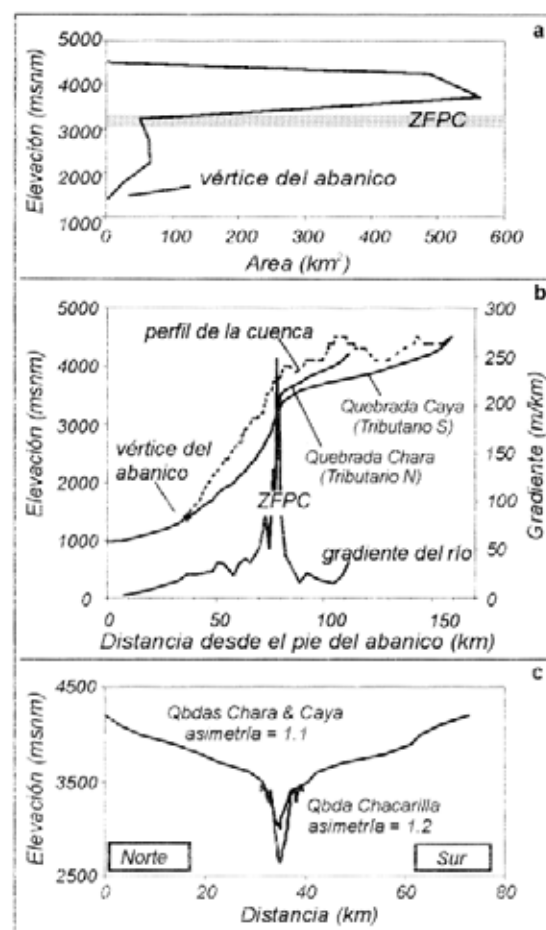


FIG. 2. Morfometría de la cuenca de captación de Chacarilla: **a-** curva hipsométrica, **b-** perfil y gradiente de la quebrada, mostrando el control ejercido por la Zona de Falla Pre-Cordillerana (ZFPC), y **c-** perfil norte-sur del cañón y cuenca de captación superior.

con un patrón entrelazado y dendrítico mixto y una densidad de drenaje que fluctúa entre 0,1 y 3,7 km/km², promediando 1,6 km/km². El perfil del río (Fig. 2b) muestra un marcado descenso dentro de un cañón, de hasta 500 m de profundidad en ciertos lugares, que baja desde la pre-cordillera hacia el sistema de abanicos en la Pampa a alturas de alrededor de 1.000 m s.n.m. La gradiente del río muestra un abrupto vértice al cruzar la Zona de Falla Pre-Cordillerana (ZFPC) con una dislocación ascendente de 1.200 m hacia el este basada en una reconstrucción del perfil del río antes de que ocurriera la falla. Hay dos terrazas principales dentro del cañón. La terraza superior, ubicada a 20-40 m

sobre el piso del cañón, está cubierta de deyecciones y es claramente antigua e inactiva y puede correlacionarse con la presumida discordancia de la base del abanico. A una altura de 2-5 m hay una terraza más reciente que representa la llanura de inundación actual para eventos extremos. Se presume que la superficie de esta terraza sea continua con la discordancia en la base del abanico Chacarilla. El actual canal activo está cortado dentro de esta terraza/llanura de inundación.

La geología del área se muestra en la figura 3, y la tabla 1 entrega una estratigrafía resumida de la misma. La cuenca de captación comprende un lecho de roca Paleozoico a Mesozoico impermeable cubierto por la Ignimbrita Huasco y sedimentos continentales clásticos permeables de la Formación Miocena Altos de Pica (definida por Galli, 1957 y posteriormente llamada Depósitos de Terraza Neogena por Vergara y Thomas, 1984). Hacia el este de la cuenca de captación, los estratovolcanes Cuaternarios han atravesado los estratos Neógenos y Cuaternarios subyacentes para formar las cumbres más altas de la cordillera Occidental. La Ignimbrita Huasco ocupa grandes áreas de la parte central y norte de la cuenca y exhibe una densidad de drenaje relativamente baja (~1,2 km/km²) en comparación con los sedimentos clásticos en la parte sur de la cuenca de captación (~1,9 km/km²).

El abanico Chacarilla es similar al abanico Arcas ubicado ~100 km al sur (Kiefer *et al.*, 1997), aunque con un volumen menor y diferente sedimentología, presumiblemente debido a la menor permeabilidad (más erosiva) de la cuenca de captación Arcas (Blair, 1999). El cono aluvial Chacarilla tiene un radio máximo de casi 40 km y un ángulo de expansión de flujo de sólo 60°. Tanto el abanico principal como el canal activo reciente están desplazados asimétricamente hacia el norte, como de hecho lo están casi todos los principales sistemas de abanicos expuestos a lo largo del frente cordillerano en el Valle Longitudinal. Se ha sugerido que esto se debe a la inclinación de la cuenca de ante-arco al Sur (Stoertz y Ericksen, 1974; Kennan, 2000), pero ello parece improbable debido a la escasa asimetría de los valles de captación (Fig. 2c). Por el contrario, la asimetría observada en los abanicos se explica mejor por el conocido movimiento lateral izquierdo en la Zona de Falla Pre-Cordillerana (ZFPC) durante el Mioceno (Reutter *et al.*, 1996). Masterlerz y Wojewoda (1993) han de-

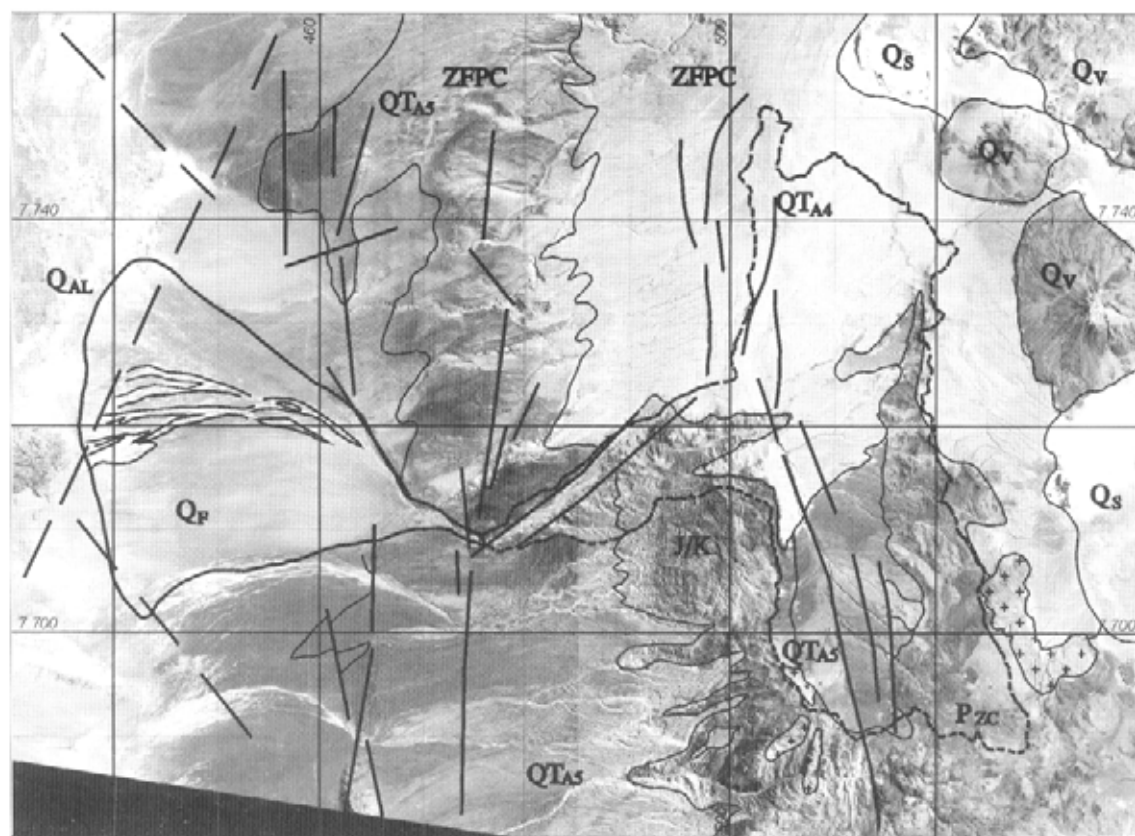


FIG. 3. Geología de la cuenca de captación y abanico Chacarilla superpuesta a la imagen satelital Thematic Mapper (TM) (modificado de Dingman y Galli, 1965; y Vergara y Thomas, 1984. (Ver símbolos en Tabla 1).

mostrado que los abanicos que se desarrollan a lo largo de fallas rumbo deslizantes harán que la sedimentación sucesiva ocurra en forma contraria a la dirección del movimiento. Así, en el Valle Longitudinal los abanicos que se desarrollan a lo largo de la pre-cordillera serán dirigidos progresivamente hacia el norte y recubrirán los sedimentos más antiguos del abanico adyacente hacia el norte. Esto explica también, al menos en parte, la razón por la cual el ángulo de expansión de flujo para el abanico Chacarilla es pequeño en comparación con el abanico Arcas, y por qué este último es aparentemente tanto mayor con una razón abanico a cuenca de captación de 1,03 comparado con aquella de 0,55 del abanico Chacarilla, ya que no hay un abanico superior hacia el sur de Arcas para cubrir su parte sur.

El abanico Chacarilla es un Tipo II de Blair y McPherson (1994), siendo dominado por pares de inundación planares de grava/arena o grava/arcilla.

Los pares fluctúan entre escalas de cm a m. Los estratos de grava consisten de clastos subredondeados con un diámetro máximo típico de ~20 cm en el vértice del abanico, disminuyendo abanico abajo. Los estratos de grava son clasto-soportados o matriz-soportados con algo de estratificación cruzada gruesa, débil y graduación ocasional. El miembro de grano más fino superyacente del par se debe al flujo menguante del río y generalmente representa menos del 30% del espesor total y está compuesto de arena, limo o arcilla finamente estratificada. Estos depósitos de inundación tienen geometrías anchas que pueden ser observadas desde una distancia de varios cientos de metros y que están profundizadas por ocasionales canales de avulsión erosivos y poco profundos rellenos de grava. Pueden observarse raras corrientes de lodo suparibera, y hay paleosuelos ocasionales débilmente desarrollados, sugiriendo la exposición subaérea y erosión durante la formación del abanico. Las áreas

TABLA 1. ESTRATIGRAFIA DEL AREA DE CHACARILLA, BASADA PRINCIPALMENTE EN DINGMAN Y GALLI, 1965; VERGARA Y THOMAS, 1984, MPODOZIS Y RAMOS, 1989 Y JENSEN, 1992.

Epoca/periodo	Símbolo en el mapa	Formación/descripción		Litología	Espesor (m)
Pleistoceno	Q _s	Depósitos de salares		Depósitos aluviales salinos	0-100
	Q _{al}	Aluvio		Arcilla, arena y grava	0-100
	Q _v	Estratovolcanes		Lavas y tefra andesítica a basáltica	0-1500
Plioceno Superior	Solevantamiento e incisión de drenaje Diaguita				
Mioceno Superior	Q _e	Abanico aluvial		Grava, arena y arcilla	0-1000+
	Fase Quechua de deformación compresiva				
Mioceno Inferior-Medio	QT _{AS}	Altos	Miembro 5	Arenisca y conglomerado	735
	QT _{AA}	de	Miembro 4	Ignimbrita andesítica a dacítica	
		Pica	Ignimbrita Huasco		
	QT _{A3}		Miembro 3	Arenisca con conglomerados	
	QT _{A2}		Miembro 2	Ignimbritas y tobas andesíticas	
	QT _{A1}		Miembro 1	Conglomerados y areniscas	
Oligoceno	T _{OMO}	Sichal		Gravas masivas	1000+
	Transtensión/formación extensional de cuencas principales				
Eoceno	+			Granodiorita y monzonita cuarzosa	
Cretácico-Jurásico	J/K	Empexa		Areniscas, pizarras arcillosas y productos volcánicos marinos	1275-3470
		Chacarilla Longacho			
	Ciclo Gondwana de intrusión magmática a lo largo de Cordillera de la Costa y formación de cuencas en antearco				
Pérmico	+			Granito	
Pérmico-Carbonífero	P _{2C}	Collahuasi		Productos volcánicos riolíticos a dacíticos	>3200
Carbonífero-Ordovícico	Ciclo Famatiniano de tectónica de acreción				

distales del abanico están dominadas por un manto de arena cubierto por los límites de sedimentos paleolacustres posteriores. Las imágenes satelitales TM revelan la presencia de una línea de paleomantales a lo largo de la base del abanico Chacarilla

sugiriendo que esto, alguna vez, representó el borde de playa este del Paleolago Soledad.

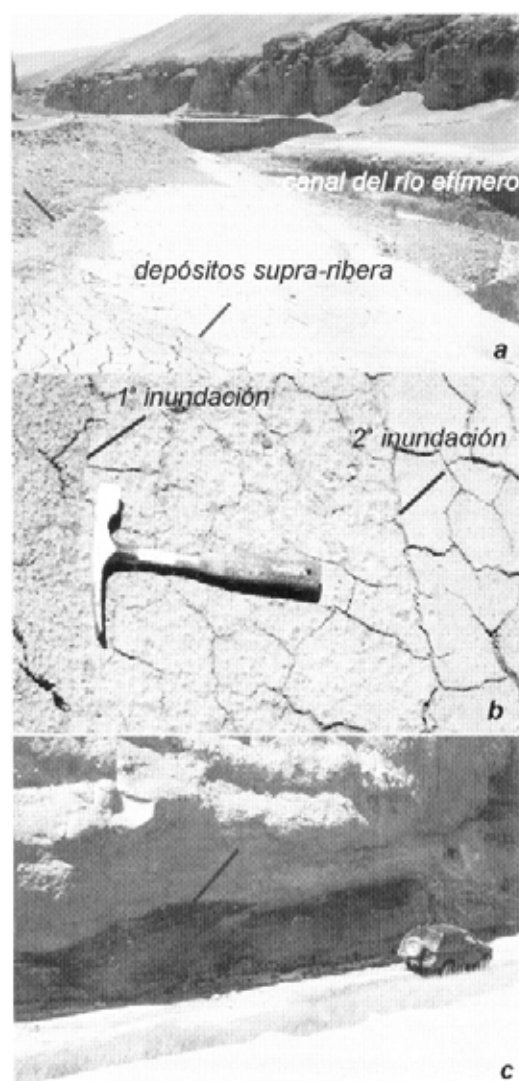
La superficie del abanico tiene una pendiente que disminuye desde 2° en el vértice a 0,5° en las zonas distales. El canal actualmente activo ha sido

cortado hasta en 80 m en el vértice y tiene por lo tanto gradientes considerablemente menores ($0,02 = 1,1^\circ$ en el vértice del abanico). Este canal tiene ~100 m de ancho en el vértice del abanico y se vuelve anastomosado en las secciones distales del mismo. Corrientes de lodo recientes han restringido este canal en forma importante, aunque las extensiones agrietadas son comunes, y están dominadas por fracciones de limo y arcilla con muy poca fracción de arena.

La edad del abanico no se ha determinado

directamente, pero es estratigráficamente equivalente al abanico Arcas, el cual ha demostrado ser Mioceno Superior (Kiefer *et al.*, 1997). El abanico Chacarilla representa un 'elemento arquitectónico' (Miall, 1996) bien definido y está probablemente sobre taludes detríticos oligocenos a mioceno medios y precursores de abanico pertenecientes a las formaciones Sical y Altos de Pica, esta última intercalada con unidades volcánicas (Jensen, 1992; Saez *et al.*, 1999).

CAUDAL MAXIMO DEL AÑO 2000



Se visitó la parte inferior del cañón de Chacarilla en la temporada de bajo caudal de octubre 1999 para obtener muestras de agua para un estudio regional emprendido por Nazca S.A. Una visita complementaria en marzo 2000 reveló que entre tanto había tenido lugar un evento de inundación significativo (Fig. 4). Importantes cambios habían ocurrido en la morfología del canal activo, una nueva corriente de lodo se había depositado a lo largo del cañón y al menos sobre 20 km del abanico a lo largo del curso del canal activo. Una erosión considerable había afectado algunos tramos del cañón, dejando atrás el contorno de olas estacionarias antiduna, y en el vértice del abanico había ocurrido la reordenación del lecho de grava del canal previo a la deposición de la corriente de lodo. La corriente de lodo supraribera muestra dos episodios, los que están probablemente correlacionados con la sincronización diferencial del evento de inundación de cada tributario principal. Ambas corrientes de lodo muestran salpicaduras producto de la lluvia, de modo que aún precipitaba a 1.400 m s.n.m., no mucho después del escurrimiento del caudal máximo, indicación de que el tiempo de

FIG. 4. Canal del río Chacarilla en el vértice del abanico el 8 de Marzo de 2000, mostrando, **a**- el canal inciso (~4 m profundidad, ~20 m ancho) debido a inundaciones repentinas, con bajíos de grava, corrientes de lodo supra-ribera (dos episodios) y bancos puntiformes; **b**- detalle de las corrientes de lodo supra-ribera que muestra huellas de gotas de lluvia de diferente intensidad, y **c**- cicatrices en las riberas debido a erosión de olas estacionarias antiduna (~4 m de altura y ~10 m de longitud de onda).

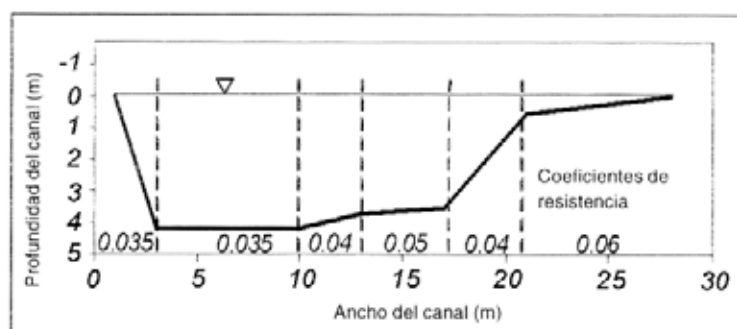


FIG. 5. Perfil de inundación máxima a escala verdadera, mostrando las secciones y los coeficientes de resistencia usados para calcular el máximo caudal de inundación.

respuesta de la cuenca de captación debe ser corto ya que el evento pluviométrico duró sólo unos pocos días.

Es posible estimar la descarga máxima sobre la base del método talud-área (Benson, 1968). Se estudiaron los perfiles transversales y longitudinales de un tramo uniforme del canal hasta el nivel más alto de los depósitos frescos supraribera. El perfil

transversal fue dividido en 6 secciones variando entre 2 y 7 m de ancho y hasta 4,17 de profundidad con coeficientes de resistencia estimados para el lecho de cada sección usando tanto la ecuación de Chezy como la n de Manning (Chow, 1959). La figura 5 muestra el perfil transversal y valores usados para determinar el caudal máximo (Q_{pk}), el cual se calcula en $450 (\pm 50) \text{ m}^3/\text{s}$.

PRECIPITACION APORTADA POR TORMENTAS

El tipo de tormenta que produjo esta inundación puede estimarse a partir de los datos de precipitación diaria recolectados por la Dirección General de Aguas (DGA) en Ujina y Collacagua. Ujina está ubicado aproximadamente a ca. 25 km al sur de la cuenca de captación de Chacarilla a 4.200 m s.n.m., mientras que Collacagua está ubicado aproximadamente a ca. 40 km al norte, a 3.990 m s.n.m. Se compararon con las series de tiempo de precipitación diaria para las dos estaciones entre 1995 y 2000. Un análisis de masa doble (Dingman, 1994) indicó que la diferencia entre las dos estaciones es mucho menor durante las tormentas intensas y fuertes que en los eventos más ligeros, y se reduce durante la duración de la tormenta. Las cantidades diarias difieren en un promedio de 0,3 mm, con un máximo de 11 mm. La diferencia disminuye para las cantidades cada 10 días, a un promedio de 0,2 mm y un máximo de sólo 3 mm. Esto indica una fuerte

coherencia espacial y temporal a la escala de la cuenca de captación para eventos de tormenta significativos y, por lo tanto, el promedio de las dos estaciones entrega un registro confiable para la cuenca de captación de Chacarilla entre 3.900 y 4.200 m s.n.m. El registro resultante para 1999-2000 (Fig. 6) muestra la existencia de dos grandes eventos de tormenta que produjeron intensidades diarias máximas de 19,6 y 26,8 mm, con una separación de 11 días.

No obstante la fuerte coherencia espacial alrededor de los 4.000 m s.n.m., la cordillera Occidental yace en una sombra de lluvia bien desarrollada. La fuente de humedad veraniega yace al norte y este en la Amazonia (H. Fuenzalida y J. Rutllant)² y, producto de ello, hay una rápida disminución de la precipitación hacia el oeste a medida que las masas de aire descienden a alturas menores. Así entonces, sería inapropiado aplicar la precipitación me-

² 1986. Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico. Informe Final (Inédito), Convenio de Cooperación Dirección General de Aguas-Universidad de Chile, 21 p.

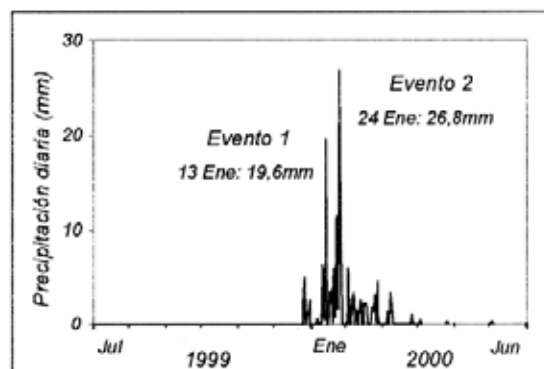


FIG. 6. Precipitación diaria media de Ujina (4.200 m s.n.m.) y Collacagua (3.900 m s.n.m.) para 1999-2000.

día a ~4.000 m s.n.m. uniformemente a la cuenca de captación ya que ésta cambia significativamente con la altura. Un reanálisis reciente, llevado a cabo por el autor, de 35 estaciones mantenidas por DGA, durante un período estándar de 15 años entrega el siguiente modelo de precipitación-altura:

$$\text{MAR} = e^{0.0012A}$$

donde, MAR es la precipitación anual media

TABLA 2. EVENTOS Y PRECIPITACION A LARGO PLAZO CALCULADA PARA LA CUENCA DE CAPTACION DE CHACARILLA SOBRE 1.400 m s.n.m.

	Evento 1	Evento 2	1999-2000	MAR
• Precipitación (mm) factorizada por elevación	21	38	110	91
• Intervalo de tiempo (días)	5	10	43	
• Volumen (10^6 m^3)	26	47	136	112

MAR= Precipitación anual media.

(octubre-septiembre), y A es la altura en metros. Aunque este modelo se basa en datos anuales, se espera que los eventos pluviométricos individuales mostrarán una disminución exponencial similar con la altura (Whiteman, 2000). La precipitación total en la cuenca de captación se obtiene factorizando los datos de precipitación diaria media en Ujina y Collahuasi conforme al modelo arriba indicado y sobre la base de la curva hipsométrica (Fig. 2a y Tabla 2).

HIDROGRAFIA DE LA INUNDACION

El proceso dominante en la transferencia de la intensa precipitación de las tormentas al río Chacarilla, una cuenca de captación de empinadas laderas y escasa vegetación, es probablemente la inundación de Horton (Dingman, 1994). Sin embargo, deben esperarse algunas pérdidas, principalmente debido a la infiltración en suelos permeables. Dicha infiltración posteriormente es evaporada o traspasada al río como flujo intermedio, o filtra en los acuíferos como recarga. Debido a que la cuenca de captación de Chacarilla está separada del área de descarga por el cañón de lecho impermeable, la inundación máxima en el vértice del abanico se deberá sólo a la inundación de Horton más cualquier descarga de flujo base desde las áreas permeables en la cuenca de captación. El flujo base medido al final de la temporada seca (octubre 1999) llegó a 15 l/s, menos del error en la estimación de la

inundación máxima, y puede ser ignorado con seguridad.

El hidrograma generado por la inundación de Horton derivada del evento de tormenta puede estimarse usando el método del 'U.S. Soil Conservation Service' (SCS, 1972) para determinar el 'hidrograma unitario'. Este enfoque ha sido usado ampliamente y es apropiado para el nivel de información disponible en este caso. El método SCS permite estimar el tiempo hasta la descarga máxima a partir del centroide del evento pluviométrico (T_{pk}) sobre la base de las características del suelo y de la morfología del área de captación. Se ha calculado un valor de 12,1 horas para T_{pk} lo que concuerda con las observaciones para captaciones similares en la cuenca de Calama durante los eventos de inundación 2001. Ya que Q_{pk} se conoce, se confiere un grado de calibración al hidrógrafo

TABLA 3. TORMENTAS Y VOLUMENES DE INUNDACION CALCULADOS MEDIANTE EL METODO U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE (1972) PARA LA CUENCA DE CAPTACION DE CHACARILLA.

	Evento 1	Evento 2	1999-2000	
			Total	Equivalente diario
Volumen de tormenta (10^6 m^3)	26	47	136	3,3
Volumen de flujo (10^6 m^3)	7,4	26,8	34,4	0,8
Coefficiente de escurrimiento	0,28	0,57		0,24

unitario computado. Al integrar el área bajo el hidrograma resultante, es posible obtener una estimación confiable del volumen de inundación total

para cada evento (Tabla 3).

Los volúmenes de inundación calculados son elevados, pero no irreales para las crecidas repentinas. Los coeficientes de escurrimiento son también consecuentemente elevados debido a la naturaleza intensa de la tormenta, pero disminuyen a medida que el 'evento' de tormenta disminuye en intensidad y duración. Esta disminución del coeficiente de escurrimiento con relación al intervalo de tiempo involucrado indica una respuesta no lineal de la cuenca de captación, lo que es común en ambientes áridos. Coeficientes de escurrimiento comparables con comportamiento no lineal fueron encontrados por Evenari *et al.* (1971) en el Desierto de Negev de Israel, donde los coeficientes a largo plazo bordean el 15-20%, pero durante las inundaciones importantes aumentan hasta en un 50-70%.

RESPUESTA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

El abanico aluvial constituye el elemento arquitectónico principal en el que circulan las aguas subterráneas del sistema, con el canal activo, especialmente cerca del vértice del abanico, representando un área de recarga potencial. El pozo de monitoreo J8 de la DGA penetra el abanico Chacarilla, a una distancia radial de 33 km desde el vértice, en la parte distal del abanico. JICA¹ describe J8 penetrando 210 m de gravilla y arcilla, cribadas entre 53 y 204 m de profundidad. Los datos del nivel de agua provenientes de este pozo son continuos

desde 1995 a la fecha, con la excepción de un vacío de datos de seis meses en 1997-1998 y seis vacíos de meses únicos donde los datos fueron interpolados.

Los niveles de agua mensuales en este pozo desde 1995 muestran una disminución del nivel a largo plazo (Fig. 7), en común con muchos otros pozos de monitoreo en la Pampa del Tamarugal, lo que generalmente se atribuye a la sobreexplotación. Sin embargo, hay evidencia de fluctuaciones de corto plazo, las que son más pronunciadas en 1999 y 2000. Dichas fluctuaciones son el resultado de la recarga del acuífero a través del abanico aluvial. Si se asume que la disminución a largo plazo se debe a la sobreexplotación, y esta tendencia se elimina, entonces el residuo representará una recarga (el nivel de agua aumenta) y posterior recesión (el nivel de agua disminuye) de las aguas subterráneas. Al compararse con la precipitación anual (Fig. 8), se confirma que la recarga está asociada con las precipitaciones de alta intensidad, las que producen crecidas repentinas e infiltración de agua de inundación.

Los aumentos de nivel de las aguas subterráneas debido a la recarga tienen lugar entre febrero y noviembre de 1999, y entre enero y junio de 2000. El aumento comienza inmediatamente después de la precipitación-escurrimiento máximo debido a la infiltración del agua de inundación, la que alcanza las

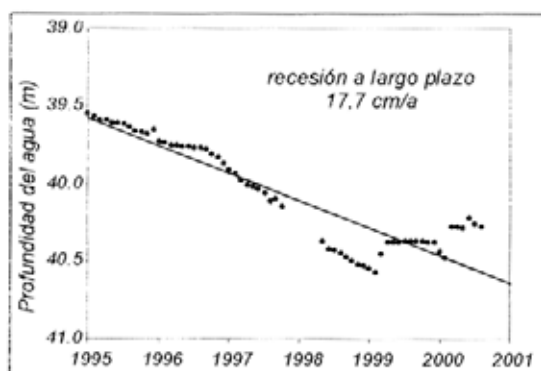


FIG. 7. Niveles de aguas subterráneas mensuales en J8 durante el periodo 1995-2000 y regresión lineal superpuesta debido a la disminución regional del nivel de aguas subterráneas.

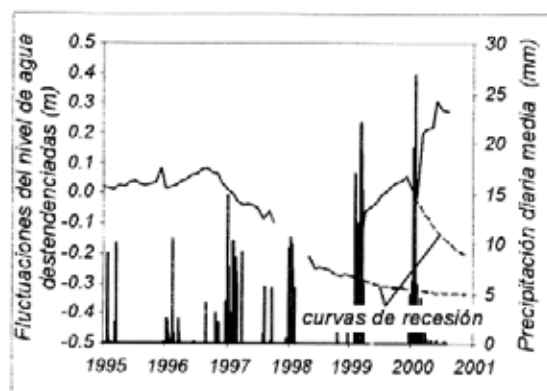


FIG. 8. Fluctuaciones del nivel de agua destendenciadas comparadas con la precipitación diaria media en Ujina y Collacagua y curvas estimadas de recesión de aguas subterráneas.

partes distales del abanico y continúa por 5-9 meses debido al tiempo de retardo en el pasaje de las aguas subterráneas a través del abanico infiltrado cerca de su vértice.

Para calcular el volumen de recarga, deben hacerse varias presunciones y cálculos. Primero, el aumento total debido a la recarga de aguas subterráneas se calcula extendiendo la recesión previa. Segundo, se asume que el aumento del nivel de agua en J8 puede aplicarse a la totalidad del área del abanico. Este es un supuesto conservador ya que J8 está en el área distal del abanico y cualquier aumento aquí será mínimo. Adicionalmente, el área expuesta del abanico es mínima ya que está cubierta desde el sur por sedimentos en abanicos separados. Finalmente, se debe tener una estimación del escurrimiento específico (porosidad efectiva) para los sedimentos.

JICA¹ llevó a cabo una prueba de bombeo en J8 y varios otros pozos en sedimentos de abanicos aluviales de la Pampa del Tamarugal. El reanálisis de sus datos muestra que estos pozos (el J8 en particular) exhiben una respuesta de porosidad dual típica (Gringarten, 1982). Esto es típico para dichos sedimentos de abanicos aluviales (Beard y Weyl, 1973; Galloway y Sharp, 1998a,b). El reanálisis entregó los siguientes valores de parámetros:

Permeabilidad fisural (K_f) = 5 m/d
Almacenabilidad fisural (S_f) = 0,005
Almacenabilidad matricial (S_m) = 0,08

En estos sedimentos estratificados donde la permeabilidad horizontal es mucho mayor que la vertical, el escurrimiento específico es equivalente a la porosidad de la matriz y un valor de 0,08 se considera conservador para dichos sedimentos (Johnson, 1967).

Luego, la recarga está dada por:

$$RECH = (\Delta WL + R) \cdot A_{tan} \cdot S_y$$

donde RECH es el volumen de recarga de aguas subterráneas, ΔWL es el aumento en el nivel de aguas subterráneas, R es la recesión de las aguas subterráneas previamente extrapolada, A_{tan} es el área del abanico, y S_y es el escurrimiento específico o porosidad específica. Los resultados de los cálculos del volumen de recarga se entregan en la tabla 4. Observe que es posible considerar el evento de recarga de aguas subterráneas ya sea como el resultado de los eventos 1 y 2 de escurrimiento de tormenta o año freático 1999-2000. Se entregan también los resultados de 1998-1999 para efectos de comparación.

El volumen de recarga es muy significativo. Un examen de los coeficientes de recarga resulta instructivo; los coeficientes de recarga son mayores de lo que habría de esperarse normalmente con índices de eventos mayores que los índices anuales, confirmando la respuesta no lineal de la cuenca de captación. Además, el mayor coeficiente de recarga para 1998-1999 comparado con 1999-2000, a pesar de un volumen de recarga total inferior, se relaciona probablemente con la humedad antecedente en la cuenca de captación, ya que los años previos a 1998-1999 recibieron una recarga por precipitación-escurrimiento relativamente pequeña, y por ello la humedad almacenada en el suelo se habría agotado, permitiendo un mayor porcentaje de infiltración.

TABLA 4. AUMENTO DEL NIVEL DE AGUA EN EL POZO J8 Y CALCULO DE RECARGA PARA EL ABANICO CHACARILLA.

	1998 - 1999	1999 - 2000	
	Eventos 1 + 2		Total
ΔWL (m)	0,32	0,30	0,30
R (m)	0,10	0,15	0,15
A_{can} (km ²)	684	684	684
S_v	0,08	0,08	0,08
RECH (millón m ³)	17,5	24,6	24,6
Recarga/escurrimiento	Desconocido	0,72	0,70
Recarga/precipitación	0,25	0,34	0,18

EL EVENTO DEL AÑO 2000 EN CONTEXTO

¿Cómo se relacionan los eventos de tormenta de enero 2000 con un contexto espacio-temporal más amplio? La frecuencia de precipitación mensual máxima anual para el periodo de 31 años de 1970-2000 (Fig. 9) indica que los eventos de enero 2000 tienen un intervalo de retorno de ~4 años. Si se asume que el evento de recarga asociado tiene un intervalo de recurrencia similar, entonces se puede calcular la recarga anual media a largo plazo. Esta llega a 195 l/s, con la cifra comparable determinada para 1998-1999 de 222 l/s. Ya que la respuesta de la cuenca de captación es no lineal, puede esperarse que los eventos de tormenta con un periodo de retorno mayor producirán volúmenes de recarga proporcionalmente mayores y, consecuentemente, los 200 l/s pueden considerarse como una cifra conservadora para el abanico Chacarilla.



FIG. 9. Frecuencia de precipitación mensual máxima anual en Ujina y Collacagua, 1970-2000.

La precipitación en el Desierto de Atacama, en el norte de Chile, es altamente variable, y la respuesta no lineal de las variaciones hidrológicas indica una retroalimentación positiva en el sistema, de modo que los mecanismos causales de la variación pluviométrica tendrán un impacto correspondientemente mayor sobre la hidrología de la región. Es interesante evaluar dichos posibles mecanismos causales. La precipitación en el Altiplano está vinculada con los fenómenos de El Niño-Oscilación Austral (ENSO) (Vuille, 1999; Garreaud, 1999), con los años de La Niña tendiendo a producir mayores precipitaciones. La precipitación se ha vinculado, también, a la actividad solar (e.g., Herman y Goldberg, 1978), con los años de baja actividad solar asociados a un aumento de la precipitación en las latitudes intermedias del oeste sudamericano (Clayton, 1923), y un posible motivo de esto ha sido propuesto por Svensmark y Friis-Christensen (1997). La baja actividad solar permite que llegue a la atmósfera una incrementada radiación cósmica, lo que tiende a aumentar la nubosidad y precipitación. La figura 10 sugiere que ENSO o la actividad solar, o ambas, pueden impactar la precipitación en la región altiplánica. La investigación adicional de la variación pluviométrica y sus causas se justifica plenamente.

Al largo plazo, puede anticiparse que grupos de años húmedos intensificarán el escurrimiento y la recarga, mientras que, a la inversa, los periodos de sequía llevarán a la reducción del caudal en los ríos y a la recesión de las aguas subterráneas. La desviación en la precipitación acumulativa mostrada en la figura 11 indica que los periodos de fines de

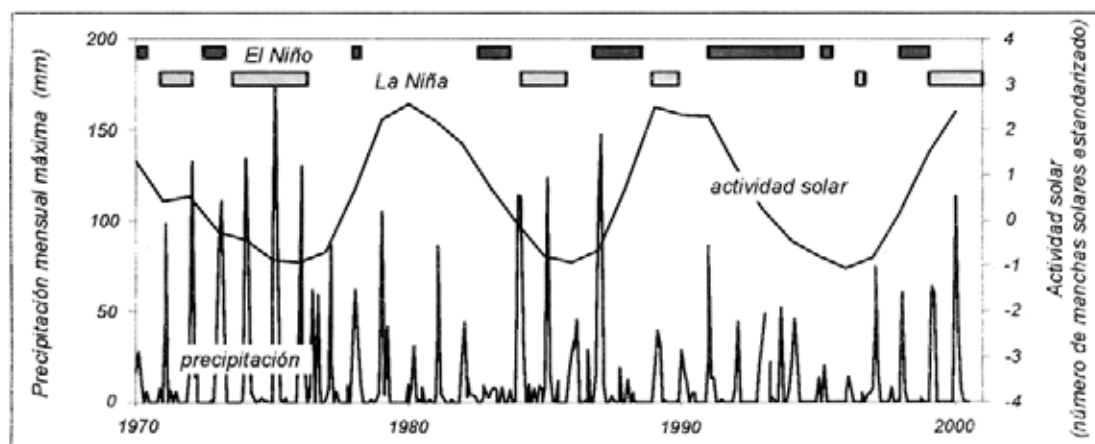


FIG. 10. Precipitación mensual media en Ujina y Collacagua durante el periodo 1970-2000 comparada con la actividad solar y ENSO. Datos de actividad solar tomados de World Data Center-A, Boulder, CO, y datos ENSO de Climate Prediction Center, NOAA.

los 70 y mitad de los 80 fueron de precipitaciones sobre el promedio mientras que los periodos de fines de los 80 y 90 fueron de sequía relativa. Resulta interesante especular si toda o parte de la disminución en el nivel de aguas subterráneas en la Pampa del Tamarugal informada por JICA¹ a fines de los 80 y 90, y monitoreada por la DGA en el pozo J8 a fines de los 90, se debe a fluctuaciones climáticas en escalas de décadas a siglos o a la sobreexplotación.

No sólo son importantes las variaciones tempo-

rales en la recarga sino también las variaciones espaciales. El escurrimiento de las cuencas de captación a alto nivel claramente concentra la recarga a través de los abanicos aluviales. Ya que se sabe que los abanicos aluviales tienden a ser dominados por los sedimentos provenientes del flujo de deyecciones relativamente impermeables o sedimentos de inundación más permeables (Blair y McPherson, 1994), puede esperarse que estos tipos diferentes de abanico mostrarán, también, diferentes características de recarga.



FIG. 11. Desviación acumulativa de la precipitación media en Ujina y Collacagua comparada con los niveles de aguas subterráneas en la Pampa del Tamarugal. Datos J8 de DGA; datos DGA # 294 de JICA (1995) trazados a la misma escala, pero ajustados para la altura.

CONCLUSIONES

Una importante crecida repentina tuvo lugar en la cuenca de captación de Chacarilla en enero de 2000, la cual puede cuantificarse y seguirse en su trayectoria desde la tormenta a través del escurrimiento hasta la recarga, permitiendo un valioso conocimiento de los procesos hidrológicos asociados.

El sistema hidrológico de Chacarilla está compuesto de una cuenca de captación a gran altura sobre rocas tanto permeables como impermeables, un canal de transferencia a través de un profundo cañón labrado en roca fundamental, y una zona de descarga inferior dentro del abanico aluvial permeable. Este abanico está compuesto por dos elementos principales: una zona de recarga cercana al vértice extendiéndose a lo largo del canal activo, y una zona de transferencia a través de las secciones medias del abanico.

La recarga tiene lugar a través de este sistema, con el agua que se transfiere rápidamente hacia el oeste a través del acuífero. La recarga es intermitente, relacionada con crecidas repentinas significativas que drenan la cuenca de captación desde la parte alta durante eventos de tormentas intensas.

La respuesta de la cuenca de captación es no

lineal con retroalimentación positiva, de modo que los eventos de corta duración y de mayor intensidad llevan a mayores coeficientes de escurrimiento y recarga. Se ha calculado que los eventos 1999-2000 generaron alrededor de 25 millones de m³ de recarga. Ya que un evento de esta magnitud tiene un período de retorno de ~4 años, la recarga anual promedio llega al equivalente de aproximadamente 200 l/s.

La naturaleza intermitente de la recarga está asociada con la variación climática que puede estar controlada, al menos en parte, por la actividad solar y/o por el ENSO. Los niveles de aguas subterráneas disminuyen durante los periodos de sequía. La información que se posee actualmente, no permite determinar si las disminuciones del nivel de agua actualmente observadas en la Pampa del Tamarugal se deben a la sobreexplotación, a variaciones climáticas, o a ambas.

Una reevaluación de todos los abanicos aluviales en la Pampa del Tamarugal permitiría cuantificar de mejor manera la recarga a largo plazo del sistema de acuíferos de la estratégicamente importante Pampa del Tamarugal.

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento para este estudio fue proporcionado por Nazca S.A. La Dirección General de Aguas y DSM Minera S.A. suministraron datos. El autor quiere agradecer a los evaluadores del primer

manuscrito, especialmente a P. Bevacqua (Aquaconsult Cia. Ltda.), cuyas observaciones ayudaron a mejorar el manuscrito final.

REFERENCES

- Bearc, D.C.; Weyl, P.K. 1973. Influence of texture on porosity and permeability. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 57, p. 349-369.
- Benson, M.A. 1968. Measurement of peak discharge by indirect methods. *World Meteorological Organization, Publication 225, Technical Note*, No. 90, 45 p.
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 64, p. 450-489.
- Blair, T.C. 1999. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, death Valley, California. *Sedimentology*, Vol. 46, p. 1015-1028.
- Chow, V.T. 1959. Open channel hydraulics. *McGraw Hill*, 498 p.
- Clayton, H.H. 1923. *World Weather*. *MacMillan*, 267 p.
- Dirección General de Aguas (DGA). 1987. Balance Hidrico

- Nacional. *Dirección General de Aguas*, 125 p. Santiago.
- Dingman, R.J.; Galli, C. 1965. Geology and groundwater resources of the Pica area, Tarapacá Province, Chile. *United States Geological Survey, Bulletin*, No. 1189, 113 p.
- Dingman, S.L. 1994. *Physical Hydrology*. Prentice Hall, 575 p.
- Evenari, M.; Shanan, L.; Tadmor, N. 1971. The Negev, the Challenge of a Desert. *Harvard University Press*, 207 p.
- Galli, C. 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale*, No. 12, p. 14-26.
- Galli, C.; Dingman, R.J. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 7-10, 125 p.
- Galloway, W.E.; Sharp, J.M. 1998a. Characterizing aquifer heterogeneity within terrigenous clastic depositional systems. *In Hydrogeologic Models of Sedimentary Aquifers* (Fraser, G.S.; Dawis, J.M.; editors). *Society of Sedimentary Geologists*, p. 85-90.
- Galloway, W.E.; Sharp, J.M. 1998b. Hydrogeology and characterization of fluvial aquifer systems. *In Hydrogeologic Models of Sedimentary Aquifers* (Fraser, G.S.; Dawis, J.M.; editors). *Society of Sedimentary Geologists*, p. 91-105.
- Garreaud, R.D. 1999. Multi-scale analysis of summertime precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review*, Vol. 127, p. 901-921.
- Grilli, A.; Aguirre, E.; Durán, M.; Townsend, J.; González, A. 1999. Origen de las aguas subterráneas del sector Pica-Salar del Huasco, Provincia de Iquique, I Región de Tarapacá. *In Congreso Chileno de Ingeniería Sanitaria y Ambiental*, No. 13. Antofagasta.
- Gringarten, A.C. 1982. Flow test evaluation in fractured aquifers. *In Recent Trends in Hydrogeology* (Narasimhan, G.; editor). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 189, p. 237-263.
- Herman, J.R.; Goldberg, R.A. 1978. Sun, weather and climate. *National Aeronautics Space Administration, Special Publication*, No. 426, 321 p.
- Houston, J.; Jensen, A.; Arévalo, G. 2001. Constitución de derechos de aprovechamiento sobre aguas almacenadas. *Revista de Derecho Administrativo Económico*, Vol. 3, No. 1, p. 117-127.
- Issar, A.; Passchier, R. 1990. Regional hydrogeological concepts. *In Groundwater Recharge* (Lerner, D.; Issar, A.; editors). *International Association of Hydrogeology*, Vol. 8, p. 21-37.
- Jensen, A. 1992. Las Cuencas aluvio-lacustres Oligoceno-Neógenas de la región ante-arco de Chile septentrional, entre 19 y 23° Sur. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Barcelona*, 217 p.
- Johnson, A.J. 1967. Specific Yield; compilation of specific yields for various materials. *United States Geological Survey, Water Supply Paper*, No. 1662-D, 74 p.
- Kennan, L. 2000. Large-scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate. *In Geomorphology and Global Tectonics*. (Summerfield, M.A.; editor). *Wiley*, p. 167-199.
- Kiefer, E.; Dorr, M.J.; Ibbeken, H.; Götze, H.-J. 1997. Gravity-based mass balance of an alluvial fan giant: the Arcas Fan, Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No. 2, p. 165-185.
- Margaritz, M.; Aravena, R.; Peña, H.; Suzuki, O.; Grilli, A. 1990. Source of groundwater in the deserts of northern Chile: evidence for deep circulation of groundwater from the Andes. *Ground Water*, Vol. 28, p. 513-517.
- Masterlitz, K.; Wojewoda, J. 1993. Alluvial fan sedimentation along an active strike-slip fault: Pliocene pre-Kacwawa fan, SW Poland. *In Alluvial Sedimentation* (Marzo, M.; Puig de Fábregas, C.; editors). *International Association of Sedimentology, Special Publication*, No. 17, p. 293-304.
- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Springer*, 582 p.
- Mpodzis, C.; Ramos, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *In Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences, Series 11*, p. 59-90.
- Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Chong, G. 1996. The Pre-Cordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, Vol. 259, p. 213-228.
- Sáez, A.; Cabrera, L.; Jensen, A.; Chong, G. 1999. Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua-Llamará basin, central Andean fore-arc. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, Vol. 151, p. 5-37.
- Simmers, I. Editor. 1997. Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. *International Association of Hydrogeology*, Vol. 19, 277 p. Balkema.
- Sorman, A.U.; Abdulrazzak, M.J. 1997. Estimation of wadi recharge from channel losses in Tabalah Basin, Saudi Arabia. *In Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas* (Simmers, I.; editor). *International Association of Hydrogeology*, Vol. 19, p. 187-200.
- Stoertz, G.E.; Ericksen, G.E. 1974. Geology of Salars in northern Chile. *United States Geological Survey, Professional Paper* 811, 65 p.
- Svensmark, H.; Friis-Christensen, E. 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage, a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Vol. 59, p. 1225-1228.
- United States Soil Conservation Service. 1972. Hydrology. Section 4. *Soil Conservation Service, National Engineering Handbook*, 286 p. Washington D.C.
- Vergara, H.; Thomas, A. 1984. Hoja Collacagua, Región de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 59.

Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International*

Journal of Climatology, Vol. 19, p. 1579-1600.
Whiteman, C.D. 2000. Mountain meteorology: Fundamentals and Applications. *Oxford University Press*, 282 p.

Manuscrito recibido: Mayo, 4, 2001; aceptado: Agosto 28, 2001.